

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL**

**DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA SANITÁRIA E AMBIENTAL**

**ELIANE CRISTINA TRUCCOLO**

**MARÉ METEOROLÓGICA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS LOCAIS  
EM SÃO FRANCISCO DO SUL - SC.**

Dissertação apresentada à Universidade  
Federal de Santa Catarina para  
obtenção do título de Mestre em  
Engenharia Ambiental

Orientador: Davide Franco, Dr.

FLORIANÓPOLIS  
SANTA CATARINA  
JULHO 1998

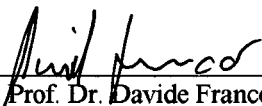
**“MARÉ METEOROLÓGICA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS LOCAIS EM  
SÃO FRANCISCO DO SUL, SC.”**


ELIANE CRISTINA TRUCCOLO

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

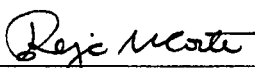
**MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL**  
na Área de Uso e Proteção de Ambientes Costeiros.

Aprovado por:

  
Prof. Dr. Davide Franco  
(Orientador)

  
Prof. PhD. Björn Kjerfve

  
Prof. PhD. Eloi Melo Filho

  
Profª. Drª. Rejane Helena Ribeiro da Costa  
(Coordenadora)

  
Prof. Dr. Osmar Olinto Möller Jr.

FLORIANÓPOLIS, SC - BRASIL  
JULHO DE 1998

TRUCCOLO, E. C.

MARÉ METEOROLÓGICA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS LOCAIS EM SÃO FRANCISCO DO SUL, SC.

Florianópolis, 10/07/1998

xvi, 100 p., 29,7 cm, figuras em cores, (CPGEA/UFSC, M.Sc., Engenharia Ambiental, 1998).

Dissertação - Universidade Federal de Santa Catarina

1. Maré Meteorológica.
2. Modelos de Regressão Linear.
3. Análise Espectral Multivariada.

I. CPGEA/UFSC

II. Título (série)

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à todos que de alguma forma compartilharam comigo dos momentos felizes nos últimos anos.

Ao amigo e orientador Dr. Davide Franco.

Ao Guto um agradecimento muito muito especial.

Às Famílias Truccolo & Schettini: Wilsão & Nelcy, Wilsão II, Cris & Ric, Juli, Artênio e William, Yole, Teresa & Cia.

À Regina&Cia um muito obrigado pela maneira como sempre me receberam em sua casa.

Um thanks muito especial para Zezão, Cezinha, Cris&Fê, Marley&Klein, João&Angela, Drica&André, Charlie Brown&Cia, Mano&Cia, etc, etc...

Ao professor Ph.D. Elói Melo Filho pela oportunidade de cursar a pós-graduação. Aos professores Ph.D. Björn Kjerfve e Dr. Osmar Möller Jr. pela participação na banca examinadora.

À todos os amigos do LHAHiMar-UFSC, e ao pessoal da CPGEA e à PETROBRÁS, pelo financiamento da pesquisa e concessão da bolsa de estudos.



## ÍNDICE

	<b>LISTA DE FIGURAS</b>	.....	<b>vii</b>
	<b>LISTA DE TABELAS</b>	.....	<b>xi</b>
	<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b>	.....	<b>xii</b>
	<b>RESUMO</b>	.....	<b>xv</b>
	<b>ABSTRACT</b>	.....	<b>xvi</b>
<b>I</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	.....	<b>1</b>
1.1	Descrição da região de estudo	.....	4
1.2	Características das séries temporais	.....	8
1.3	Condições meteorológicas para o período de estudo	.....	11
<b>II</b>	<b>DINÂMICA DO ESCOAMENTO COSTEIRO</b>	.....	<b>13</b>
2.1	Efeito da pressão	.....	14
2.1.1	Caso estático: fluxo nulo	.....	14
2.1.2	Caso estacionário: fluxo geostrófico	.....	15
2.2	Efeito da tensão do vento	.....	20
<b>III</b>	<b>DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES</b>		
	<b>METEOROLÓGICAS</b>	.....	<b>26</b>
3.1	Maré astronômica	.....	27
3.2	Maré meteorológica	.....	29
3.3	Componente meteorológica das séries climáticas	.....	33
<b>IV</b>	<b>INTERAÇÕES ENTRE AS VARIÁVEIS EM ESTUDO</b>	.....	<b>37</b>
4.1	Relações entre as forçantes atmosféricas	.....	39
4.2	Relação entre vento e nível	.....	42
4.3	Relação entre pressão atmosférica e nível	.....	44
4.4	Considerações finais	.....	45
<b>V</b>	<b>REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA NO DOMÍNIO DO</b>		
	<b>TEMPO</b>	.....	<b>51</b>
5.1	Modelos sem defasagem temporal	.....	53
5.2	Modelos com defasagem temporal	.....	54

5.3	Resposta da maré meteorológica à tensão do vento longitudinal .....	65
<b>VI</b>	<b>REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA .....</b>	<b>67</b>
6.1	Espectros das variáveis em estudo .....	70
6.2	Amplitude e fase dos coeficientes do modelo de regressão.....	75
6.2.1	Tensão do vento: $B_{ux}(\omega), B_{uy}(\omega)$ .....	76
6.2.2	Pressão atmosférica: $B_p(\omega)$ .....	78
6.3	Variância explicada e residual .....	79
<b>VII</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>82</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>87</b>
	<b>ANEXO A.1: Tratamento preliminar de dados maregráficos .....</b>	<b>93</b>
	<b>ANEXO A.2: Processo de filtragem passa-baixo das séries temporais .....</b>	<b>95</b>
	<b>ANEXO A.3: Sistemas de referências do vento .....</b>	<b>96</b>
	<b>ANEXO A.4: Obtenção das tensões do vento .....</b>	<b>96</b>
	<b>ANEXO A.5: Correlação cruzada e regressão linear .....</b>	<b>97</b>
	<b>ANEXO A.6: Estimativa espectral de Welch .....</b>	<b>99</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Espectro de energia das oscilações do nível do mar: relações entre comprimento, frequência e causas (Kinsman, 1965, <i>apud</i> Neves F°, 1992).....	2
Figura 1.2: Localização da região de estudo e estações de coleta em São Francisco do Sul .....	5
Figura 1.3: Circulação atmosférica no sul do Brasil e sua alteração devido a entrada de frentes frias: (A) situação normal; (B) geração da frente fria; (C) invasão da frente fria; (D) ciclogênese da frente fria (DHN,1996) .....	6
Figura 1.4: Dados horários coletados em São Francisco do Sul (14/07/96 à 15/12/96).....	9
Figura 1.5: Distribuição de frequência do vento em função de sua intensidade e direção.....	10
Figura 2.1: Resposta em escala adimensional a uma descontinuidade infinitésima da pressão: condição inicial (linha azul) e estado estacionário (linha verde) do nível ajustado, do nível, e da corrente $u_p$ .....	18
Figura 2.2: Representação esquemática da resposta do nível do mar costeiro à tensão do vento longitudinal.....	24
Figura 3.1: Densidade espectral de energia da maré observada e astronômica na faixa de alta frequência.....	30
Figura 3.2: Componentes astronômica (linha azul) e meteorológica (linha vermelha) da maré: os círculos vermelhos marcam a posição em que a soma das duas componentes supera os 50 cm; os círculos pretos mostram os eventos maiores de 80 cm.....	31
Figura 3.3: Componente de baixa frequência (meteorológica) dos dados horários coletados em São Francisco do Sul (14/07/96 à 15/12/96) .....	34
Figura 3.4: Distribuição de frequência do vento filtrado em função de sua intensidade e direção .....	35

Figura 4.1: a) Correlação cruzada $\rho_{pw(\theta)}(k)$ entre pressão e vento ao longo da direção $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção; b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal $k$ ao longo de todas as direções $\theta$ com limites de confiança.....	41
Figura 4.2: a) Correlação cruzada $\rho_{pt(\theta)}(k)$ entre pressão e a tensão do vento ao longo da direção $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção; b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal $k$ ao longo de todas as direções $\theta$ com limites de confiança .....	41
Figura 4.3: a) Correlação cruzada $\rho_{nw(\theta)}(k)$ entre nível e vento ao longo da direção $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção; b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal $k$ ao longo de todas as direções $\theta$ com limites de confiança.....	42
Figura 4.4: a) Correlação cruzada $\rho_{nt(\theta)}(k)$ entre nível e tensão do vento ao longo da direção $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção; b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal $k$ ao longo de todas as direções $\theta$ com limites de confiança .....	43
Figura 4.5: Correlação cruzada $\rho_{pn}(k)$ entre pressão e nível com limites de confiança .....	44
Figura 4.6: Esquema proposto para explicar as relações entre as variáveis meteorológicas, pressão atmosférica e vento .....	47
Figura 4.7: Componente meteorológica de nível, pressão atmosférica e tensão do vento para novembro de 1996 .....	49
Figura 4.8: Carta sinótica de pressão atmosférica superficial no Atlântico Sul, entre os dias 10 e 11 de novembro de 1996 (DHN,1996) .....	50
Figura 5.1: a) Variância explicada em função das defasagens temporais $k_r$ e $k_p$ dos modelos de regressão linear múltipla	

$\hat{\eta}(t) = \beta_{\tau_x} \cdot \tau_x(t - k_{\tau}) + \beta_{\tau_y} \cdot \tau_y(t - k_{\tau}) + \beta_p \cdot p_a(t - k_p);$ b)    vista superficial da figura (a) .....	56
Figura 5.2: a) Variância explicada em função das defasagens temporais $k_{\tau}$ e $k_p$ dos modelos de regressão linear múltiplo $\hat{\eta}(t) = \beta_{\tau_x} \cdot \tau_x(t - k_{\tau}) + \beta_{\tau_y} \cdot \tau_y(t - k_{\tau}) + \beta_p \cdot p_a(t - k_p) - p_a(t);$ b)    vista superficial da figura (a) .....	57
Figura 5.3: Variância explicada dos modelos de regressão linear múltipla $\hat{\eta}(t) = \beta_{\tau_x} \cdot \tau_x(t - k_{\tau}) + \beta_{\tau_y} \cdot \tau_y(t - k_{\tau}) + \beta_p \cdot p_a(t - k_p) + \beta_{p_0} \cdot p_a(t - k_{p_0})$ em função das defasagens temporais: a) $k_{\tau}$ e $k_{p_0}$ ; b) $k_{\tau}$ e $k_p$ ; c) $k_{p_0}$ e $k_p$ .....	59
Figura 5.4: Maré meteorológica filtrada, em azul, e estimada pelo modelo da eq.5.12, em verde. São marcados eventos de maré maiores de 80 cm .....	61
Figura 5.5: Previsão do nível com o modelo da eq.5.12 :dias 11-19 de outubro de 1996.....	63
Figura 5.6: Cartas sinóticas para os dias 13, 14 e 15 de outubro, mostrando a progressão do sistema de frente fria (DHN,1996).....	64
Figura 5.7: Resposta estimada do nível do mar como função da tensão do vento longitudinal sul (positiva) e norte (negativa). É indicado no gráfico o número médio de horas de atuação do vento .....	66
Figura 6.1: Densidade espectral de potência de: a) maré meteorológica; b) pressão atmosférica; c) tensão do vento transversal; d) tensão do vento longitudinal. Todos os espectros são calculados com 12 graus de liberdade .....	71
Figura 6.2: Coerência entre maré meteorológica e: a) tensão do vento transversal; b) tensão do vento longitudinal; c) pressão atmosférica (com 12 graus de liberdade).....	73
Figura 6.3: Coerência entre a) as duas componentes da tensão do vento; b) a pressão e a tensão transversal; c) a pressão e a tensão longitudinal (com 12 graus de liberdade).....	74
Figura 6.4: a) Amplitude e b) fase do coeficiente $B_{\tau_x}(\omega)$ computado para a forçante tensão do vento transversal do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95% .....	76

Figura 6.5: a) Amplitude e b) fase do coeficiente $B_v(\omega)$ computado para a forçante tensão do vento transversal do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95% .....	77
Figura 6.6: a) Amplitude e b) fase do coeficiente $B_p(\omega)$ computado para a forçante pressão atmosférica do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95% .....	78
Figura 6.7: a) Espectros do nível observado, reconstruído com o modelo de regressão na frequência e residual; b) reconstrução espectral devido aos termos principais da equação 6.3 .....	79
Figura 6.8: Variância explicada do modelo de regressão linear múltiplo na frequência: a) por cada variável de entrada; b) pela interação entre as variáveis de entrada .....	80
Figura 6.9: Variância residual ou variância não coerente com as variáveis de entrada no modelo .....	81
Figura A.1: Esquema do nivelamento dos registros de alturas do mar em São Francisco do Sul .....	94
Figura A.3: Esquema representativo da componente do vento $W_\theta$ ao longo da direção $\theta$ .....	96

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Estatísticas mensais de parâmetros meteorológicos em São Francisco do Sul: comparação entre valores relativos à 29 anos e para o período de estudo.....	11
Tabela 3.1: Principais constituintes da maré astronômica em São Francisco do Sul (02/06/96 à 15/12/96); com períodos, amplitudes e fases relativos à hora local .....	28
Tabela 3.2: Classificação do regime de maré com base no Número de Forma .....	29
Tabela 3.3: Análise de variância das diferentes componentes do nível do mar: maré meteorológica obtida pela maré astronômica.....	30
Tabela 3.4: Análise de variância das diferentes componentes do nível do mar obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.....	32
Tabela 3.5: Análise de variância das diferentes componentes de pressão obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.....	33
Tabela 3.6: Análise de variância das diferentes componentes do vento obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.....	36
Tabela 5.1: Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k = 0$ ).....	53
Tabela 5.2: Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k \neq 0$ ).....	54
Tabela 5.3: Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k \neq 0$ ).....	58
Tabela 6.1: Análise de variância das diferentes componentes da série filtrada e reamostrada a cada 12 hs da maré meteorológica .....	69
Tabela 6.2: Análise de variância das diferentes componentes das séries filtradas e reamostradas a cada 12 hs de pressão atmosférica, e vento y e x.....	69

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	Raio de Rossby
$A_n$	Amplitude
$B_{xi}$	Coeficiente da regressão linear no domínio da frequência
$C$	Constante de integração
$c$	Velocidade da onda
$C_d$	Coeficiente de arrasto do vento
$C_{x,y}(\omega)$	Parte real do espectro cruzado
$e_K^2$	Erro quadrático médio da regressão linear
$f$	Parâmetro de Coriolis
$g$	Aceleração da gravidade
$g_n$	Fase dos componentes da maré astronômica
$H$	Profundidade
$k^*$	Defasagem temporal em horas = 'lag'
$K_{x,y}^2(\omega)$	Coerência
$\kappa_H^2$	Número de onda horizontal
$P_a(\omega)$	Componente de frequência da variável pressão
$p_a$	Pressão atmosférica
$p_h$	Pressão hidrostática
$Q_{x,y}(\omega)$	Parte imaginária do espectro cruzado
$Q'$	Vorticidade potencial
$R^2$	Coeficiente de determinação da regressão linear
$r$	Coeficiente de correlação linear
$S_0$	Altura calculada do nível médio em relação ao zero do marégrafo
$t$	Tempo
$T_{x,y}(\omega)$	Componentes de frequência da variável tensão do vento
$u, v, w$	Componentes de velocidade do escoamento no sistema de referência cartesiano
$u_p, v_p$	Componentes de velocidade do escoamento ligado à forçante pressão



$U_E, V_E$	Transporte de volume de Ekman
$V_{x,y}$	Vento transversal e longitudinal
$x,y,z$	Coordenadas do sistema de referência cartesiano
$Z_0$	Altura do nível médio da maré astronômica
$w_E$	Velocidade de bombeamento de Ekman ('pumping')
$W$	Intensidade do vento
$W(\theta)$	Projeção do vetor vento ao longo da direção $\theta$
$1/f$	Período inercial
$\eta(t)$	Nível da superfície do mar
$\hat{\eta}_a(t)$	Previsão da componente astronômica do nível do mar
$\hat{\eta}(t)$	Maré meteorológica estimada pelo modelo de regressão linear
$\eta'$	Nível do mar ajustado
$\hat{\eta}_m(t)$	Maré meteorológica
$\eta_p$	Variações do nível com respeito à pressão
$\eta_E$	Deslocamento de Ekman ('displacement')
$\eta(\omega)$	Componente de frequência da variável maré meteorológica
$\rho$	Densidade da água do mar
$\rho_{ar}$	Densidade do ar
$\theta$	Direção do vento com respeito ao norte
$\theta'$	Direção do vento no sistema cartesiano
$\zeta$	Componente vertical da vorticidade relativa
$\tau_{s,x} \tau_{s,y}$	Tensões do vento sobre a superfície livre
$\tau_{f,x} \tau_{f,y}$	Tensões de atrito no fundo
$\tau(\theta)$	Projeção do vetor tensão do vento ao longo da direção $\theta$
$\tau_{x,y}$	Tensão do vento transversal e longitudinal
$\beta_{xi}$	Coefficiente da regressão linear no domínio do tempo
$\nu$	Graus de liberdade
$\sigma_x^2$	Variância da variável dependente
$\gamma_{x,y}$	Função covariância cruzada
$\rho_{xy}(k)$	Função correlação cruzada

$\omega$	Frequência angular
$\omega^2$	Relação de dispersão
$\phi$	Latitude
$\Phi_{x,y}(\omega)$	Espectro cruzado
$\Phi_{x,x}(\omega)$	Espectro simples
$ \Phi_{x,y}(\omega) $	Amplitude
$\phi_{x,y}(\omega)$	Fase do espectro cruzado
$\Omega$	Velocidade angular de rotação da Terra

Resumo da Tese apresentada ao Deptº de Engenharia Ambiental - UFSC como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

## MARÉ METEOROLÓGICA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS LOCAIS EM SÃO FRANCISCO DO SUL, SC.

Eliane Cristina Truccolo  
Julho de 1998

Orientador: Prof. Dr. Davide Franco  
Área: Uso e Proteção de Ambientes Costeiros

### RESUMO

Um quadro dinâmico das relações entre a maré meteorológica e as forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul é proposto a partir de análises estatísticas e aplicação de modelos de regressão linear múltiplo no domínio do tempo e da frequência. Foram utilizadas séries horárias de nível do mar, pressão atmosférica, direção e velocidade de vento, coletadas durante os meses de agosto à dezembro de 1996. As componentes meteorológicas das séries foram obtidas com a aplicação de um filtro passa-baixo com corte de oscilações de períodos menores que 40 horas, sendo ainda retiradas as respectivas médias e tendências. O modelo de regressão linear múltiplo no domínio do tempo explica 56% da variabilidade da maré meteorológica em função da tensão do vento Sul-Norte e da pressão atmosférica. As relações encontradas indicam um atraso na resposta do nível do mar de 6 horas aos efeitos da tensão do vento, e de 37 horas com respeito à pressão. É identificado uma simetria na resposta do nível às tensões longitudinais Sul-Norte de mesma intensidade, porém a tensão de Sul possui menor duração. O modelo de regressão linear múltiplo no domínio da frequência explica 84% da variabilidade da maré meteorológica. O oceano responde após um tempo na ordem de 10-12 horas à tensão do vento longitudinal, e de aproximadamente um período inercial (27 horas) à pressão atmosférica. A influência de ventos ortogonais à linha de costa é desprezível. A falta de dados em outras localidades ao longo da costa Sul impede verificar uma explicação correta sobre não se verificar o efeito barômetro invertido e uma relação encontrada em 6 dias entre maré e pressão, porém são propostas algumas hipóteses baseadas sobre a teoria de Ekman, os mecanismos de passagem das frentes frias, e a possível interferência de fenômenos remotos através de ondas livres ou forçadas.

Abstract da Tese apresentada ao Deptº de Engenharia Ambiental - UFSC como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de Mestre em Engenharia Ambiental.

## MARÉ METEOROLÓGICA E FORÇANTES ATMOSFÉRICAS LOCAIS EM SÃO FRANCISCO DO SUL, SC.

Eliane Cristina Truccolo  
Julho de 1998

Orientador: Prof. Dr. Davide Franco  
Área: Uso e Proteção de Ambientes Costeiros

### ABSTRACT

A dynamic scenario between the meteorological tide and local atmospheric driving forces in São Francisco do Sul was formulated using statistical analysis and application of multiple linear regression models on time and frequency domains. This study used a hourly time series of sea level, atmospheric pressure, wind speed and direction recorded from August to December, 1996. The meteorological components of the time series were extracted using a low-pass filter removing the oscillations with periods lower than 40 hours. The mean and trend were also removed from the original time series. The multiple linear regression model on time domain explains 56% of the meteorological tide variation related to the north-south wind stress and the atmospheric pressure. The results show a 6-hour lag of the sea level related to the wind stress, and a 37-hour lag associated to the atmospheric pressure. Having the same intensity, the south and the north wind stress cause equal response of the sea level. however the south wind stress lasts less. The multiple linear regression model on frequency domain explains 84% of the sea-level oscillations. Such model shows a 10-12-hour lag related to the longshore wind stress, and a 27-hour lag related to the atmospheric pressure that is the same as the local inertial period. Additionally, both models show that the cross-shore wind stress was negligible and the inverted barometer effect was not observed. Although these facts could not be accurately explained with the data set used in this study, some hypothesis were formulated based on the Ekman theory, the frontal passage of atmospheric system, and the interference of nonlocal phenomena through free or forced waves.

# CAPÍTULO I

## INTRODUÇÃO

As regiões litorâneas são ambientes transicionais entre oceano e continente. São também as áreas de maior ocupação e desenvolvimento no mundo, com 70% da população mundial habitando os domínios costeiros. Estes ambientes estão em constante alteração devido à atuação de processos produzidos pelas interações oceano-atmosfera cujos efeitos influenciam o nível do mar costeiro. A compreensão destes processos permite a avaliação de fenômenos como erosão e variação no transporte de sedimentos ao longo da costa, intrusão salina em estuários e alteração das condições naturais em regiões de maguezais, entre outros.

A necessidade de uma avaliação destes fenômenos para a realização de um manejo ambiental apropriado vem crescendo atualmente no litoral norte de Santa Catarina devido ao grande desenvolvimento econômico na região. As intensas atividades no Porto de São Francisco do Sul e na mono-bóia da Petrobrás, situada na plataforma continental ao largo da costa, e o grande potencial para o turismo requerem o estudo dos processos que possam influenciar nestas atividades. Esses são alguns dos motivos pelos quais as variações do nível d'água costeiro têm recebido considerável atenção nos últimos anos. No entanto, devido à dificuldade de investigação dos vários fenômenos que possam alterar o nível do mar, ainda são poucos os estudos reportando os mecanismos geradores que causam sua variação e suas conseqüências na zona costeira.

O nível oceânico está continuamente oscilando em resposta às forçantes astronômicas, atmosféricas e oceanográficas em diferentes escalas de tempo e espaço (Gill, 1982; Csanady, 1982; Pugh, 1987). Estas flutuações propagam-se no oceano como ondas e abrangem uma ampla gama de períodos, tipos e forças geradoras. A Figura 1.1 mostra uma representação do espectro de energia relativa destas flutuações, com períodos que vão desde segundos, até dias e semanas. A faixa de maior energia está concentrada na escala temporal de segundos, que corresponde às ondas de curto

período geradas pela tensão do vento sobre a superfície oceânica. Estes tipos de ondas são conhecidas como capilares, com comprimentos menores que 1,7 cm, vagas que são ondas geradas localmente, e *swell*, que são ondas de 300-600 m que se propagam por grandes distâncias a partir do local de origem.

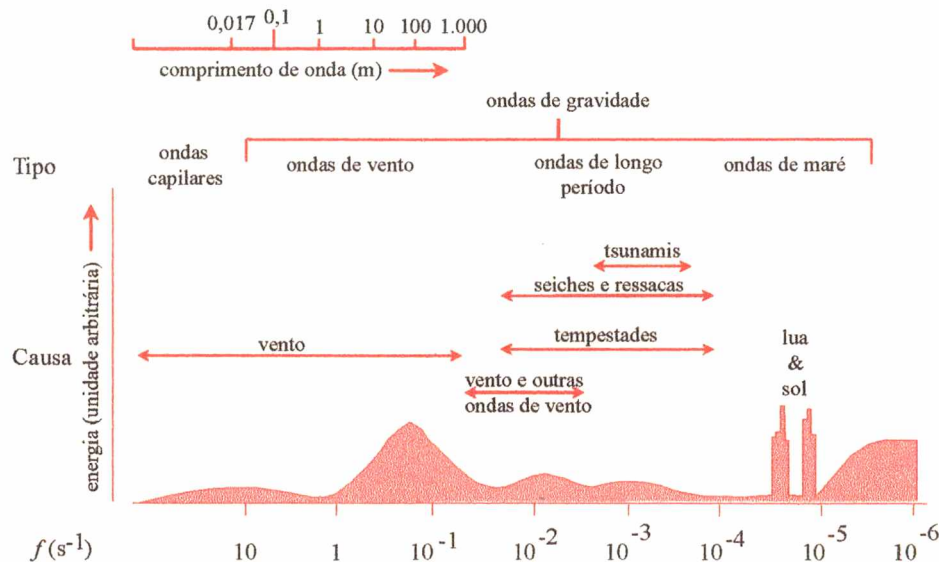


Figura 1.1 Espectro de energia das oscilações do nível do mar: relações entre comprimento, frequência e causas (Kinsman, 1965; *apud* Neves F<sup>o</sup>, 1992).

A segunda faixa de maior concentração de energia ocorre na escala temporal de horas à dias que são coincidentes com as forças periódicas geradoras como a atração gravitacional no sistema Terra-Lua-Sol (Munk & Cartwright, 1966; Franco, 1988; Beardsley *et al.* 1993). São caracteristicamente ondas longas que estão associadas ao movimento rítmico de subida e descida do nível do mar. Em períodos maiores ocorrem as flutuações geradas em resposta à efeitos atmosféricos, como as variações do campo de pressão atmosférica e do vento. O efeito combinado do vento e baixas pressões atmosféricas é uma complicação adicional na previsão das alturas das marés, podendo causar sobre-elevações excepcionais (Noble & Butman, 1979; Garrett & Toulany, 1982; Palacios, 1993; Shaw *et al.*, 1994; Su *et al.*, 1994; Castro & Lee, 1995; Tsimplis, 1995; Möller Jr., 1996; Tsimplis & Spencer, 1997).

A atração gravitacional entre o sistema Sol-Terra-Lua é a principal responsável pela variabilidade das oscilações do nível do mar. Porém, o sinal regular, determinístico e previsível deste componente é continuamente modificado em maior ou menor grau por variações aleatórias de fatores climáticos como a pressão atmosférica e o vento (Pugh, 1987). As variações da pressão atmosférica e da troca de momento entre a atmosfera e o oceano através da atuação do vento resultam em oscilações da ordem de dias do registro de nível do mar, denominadas de marés meteorológicas (Gill, 1982). As variações de baixa frequência no meio marinho são governadas, portanto, por dois fatores básicos independentes um do outro: o clima e as marés astronômicas.

Existem também variações do nível do mar de longo prazo, em períodos sazonais, anuais e seculares, devido à processos planetários, e.g., variações na temperatura do oceano, atividades vulcânicas, descongelamento das calotas polares e tectonismo (Aubrey & Emery, 1983; Myers & Weaver, 1992; Silva, 1992; ASCE, 1992; Neves F°, 1992; Kawabe, 1993; Abdelrahman, 1997). Estas oscilações de longo período do nível do mar têm se tornado o foco de muita atenção atualmente devido às tendências de aquecimento global ocasionado pela intensificação do efeito estufa, com consequências que apontam para uma subida do nível do mar e alterações do clima. Tais consequências poderão induzir um aumento na frequência e elevação das ressacas em certas áreas costeiras (Lewis & Reid, 1985; Wolanski, 1986; Fu *et al.*, 1988; Schahinger & Church, 1994; Bondesan *et al.*, 1995; Janowitz & Pietrafesa, 1996; Eliasson, 1996; Greatbatch *et al.*, 1996; Yüce & Alpar, 1997).

O presente trabalho tem por objetivo contribuir para um melhor entendimento das relações existentes entre a meteorologia local e as oscilações do nível do mar, de períodos aproximadamente de 3 à 15 dias, no litoral Norte de Santa Catarina. Como objetivos secundários pretende-se responder as seguintes questões:

- ✓ qual a importância da maré meteorológica nas sobre-elevações do nível do mar em São Francisco do Sul?;
- ✓ o oceano responde isostaticamente às flutuações da pressão atmosférica?;
- ✓ qual a direção do vento que provoca a máxima resposta no nível do mar? e



- ✓ estimar as respostas de baixa frequência do nível do mar devido aos efeitos de cada forçante meteorológica local.

A seguir ainda neste Capítulo será descrita a região de estudo junto com o quadro geral da climatologia local, e as principais características das séries de dados coletados. No Capítulo II serão descritos os fenômenos físicos que atuam na interação entre os parâmetros atmosféricos utilizados, pressão atmosférica e tensão do vento, e o nível do mar na zona costeira.

Depois de se determinar com um método de filtragem a componente meteorológica das séries (Capítulo III), nos Capítulos IV, V e VI discorre-se sobre o processo de análise. Inicialmente, analisa-se os coeficientes resultantes da função de correlação cruzada como um primeiro passo ao conhecimento das relações lineares entre as variáveis (Capítulo IV). Examina-se a variância explicada do nível do mar em resposta às forçantes atmosféricas locais através de modelos estatísticos de regressão linear múltiplos no domínio do tempo (Capítulo V); e, por fim, examina-se esta variância através de modelos de regressão linear múltiplos no domínio da frequência (Capítulo VI). Conclusões e recomendações finais são reportadas no Capítulo VII.

### **1.1 Descrição da região de estudo**

A realização deste estudo esteve vinculado ao convênio entre a PETROBRÁS e 4 universidades da região sul do País, UFSC, UFRGS, UFPR e FURG. O objetivo do projeto "Estudos Ambientais em Áreas Oceânicas e Costeiras no Sul do País" foi o de monitorar a Bacia de Santos com respeito à parâmetros oceanográficos e meteorológicos. Foram coletados durante o ano de 1996 registros de marés, correntes, medições de ondas e parâmetros meteorológicos.

Este trabalho é consequência desse projeto e foi realizado com as séries temporais do nível do mar costeiro, velocidade e direção do vento e pressão atmosférica na costa, aquisitadas durante o período de 14 de julho à 15 de dezembro de 1996. A localização das estações de coleta é mostrada na Figura 1.2.



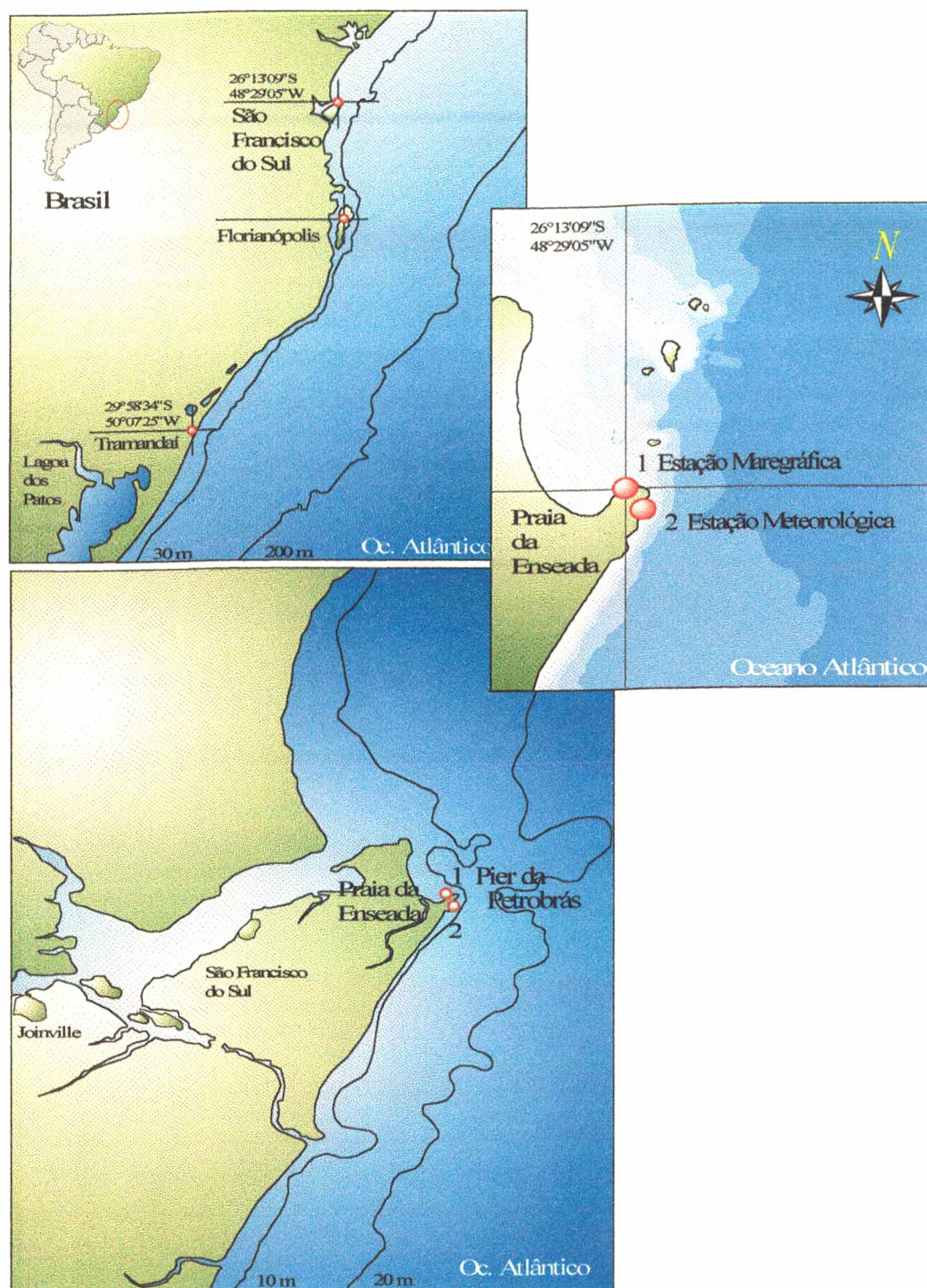


Figura 1.2 Localização da região de estudo e estações de coletas em São Francisco do Sul.

A região de estudo está localizada na porção norte do litoral de Santa Catarina, em São Francisco do Sul ( $26^{\circ}13'09''\text{S}$  e  $48^{\circ}29'05''\text{W}$ ). A plataforma continental Sul caracteriza-se por ser relativamente larga, com isóbatas alinhadas paralelamente à costa, e com orientação geral da linha de costa de  $45^{\circ}$  em relação ao norte. Localmente,

plataforma continental ao largo de São Francisco do Sul apresenta uma orientação de aproximadamente 20° em relação ao norte.

As Figuras 1.3 (A,B,C,D) mostram um quadro geral da circulação atmosférica e sua alteração em função da evolução de frentes frias.

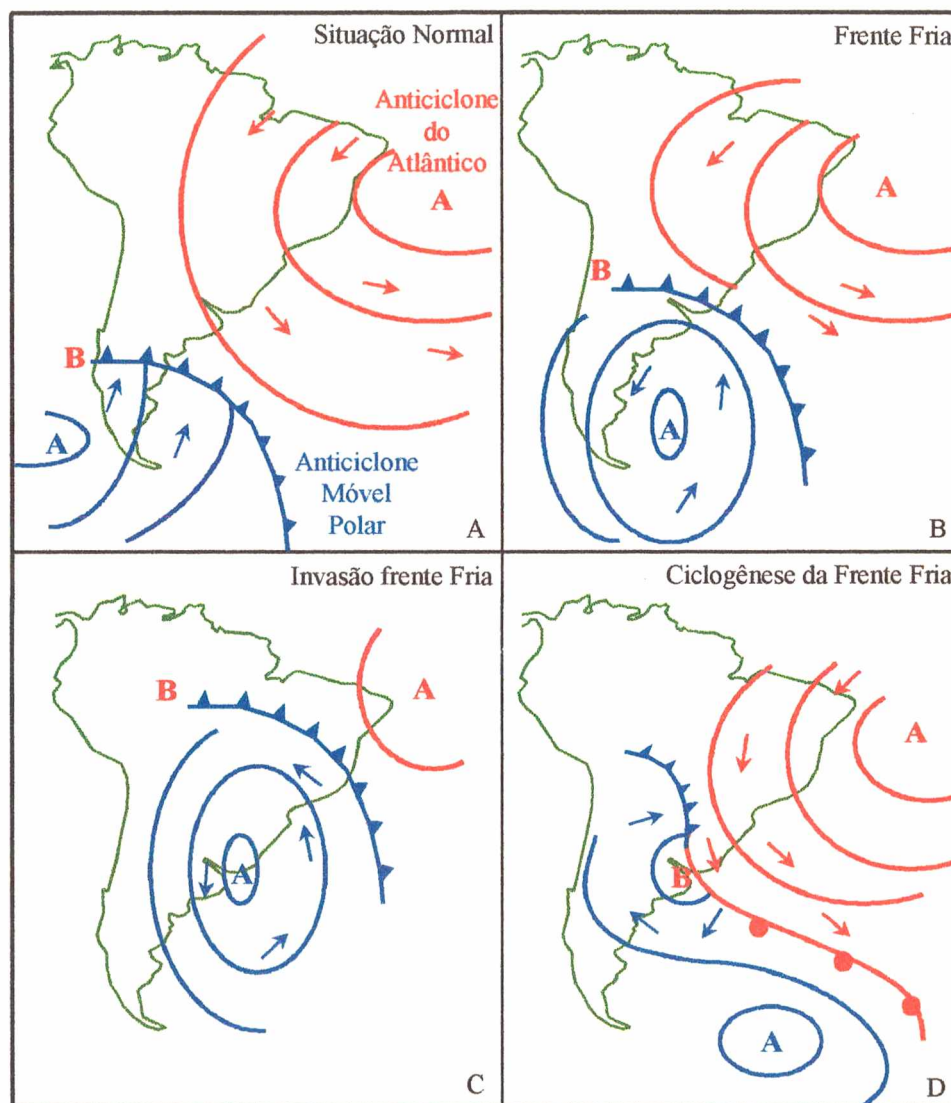


Figura 1.3 Circulação atmosférica no sul do Brasil e sua alteração devido a entrada de frentes frias: (A) situação normal; (B) geração da frente fria; (C) invasão da frente fria; (D) ciclogênese da frente fria (DHN, 1994).

O quadro é caracterizado pela atuação do sistema semi-fixo de alta pressão, denominado Anticiclone do Atlântico Sul (Figura 1.3A). A situação normal é o domínio do sistema semi-fixo com ventos de NE, juntamente com o efeito local da brisa



marinha. Periodicamente, o sistema é perturbado pela passagem de frentes frias originadas pelo Anticiclone Móvel Polar (Figura 1.3B), que migram sobre a região de sudoeste para nordeste (DHN, 1994). Estas frentes frias estão associadas ao escoamento ondulatório de grande escala, intensificando-se ou dissipando-se de acordo com as características atmosféricas sobre o continente (Nimer, 1989).

A progressão do Anticiclone Móvel Polar sobre a porção sul da América do Sul origina uma frente que divide as massas de ar tropical marítima do Anticiclone do Atlântico Sul e a massa de ar fria. Durante os meses de inverno a massa polar é suficientemente forte para levar a frente até o Rio da Prata e, em consequência, a massa tropical se retrai e ocorre uma alteração geral na circulação (Figura 1.3B,C). Os sistemas de frentes frias atuam com maiores intensidades no sul do Brasil devido a sua proximidade às zonas de geração.

O Anticiclone Polar pode progredir sobre o Brasil e fundir-se rapidamente com o Anticiclone do Atlântico. No entanto, nem sempre a frente progride para o norte, podendo estacionar nas regiões sul e sudeste. Neste caso, ele ondula e gera depressões atmosféricas secundárias que se deslocam em direção ao oceano (Figura 1.3D).

Stech & Lorenzetti (1992) apontam que a passagem de uma frente fria produz variações bruscas da pressão atmosférica e da temperatura do ar, ocasionando também uma modificação da magnitude e direção do vento. Algumas características da propagação destes distúrbios são: (1) com a aproximação da frente fria, a velocidade média do vento é de  $5 \text{ m s}^{-1}$  no setor quente da frente, apresentando uma rotação anti-horária de nordeste para noroeste; (2) durante a permanência da frente, logo após a pressão atmosférica chegar ao seu valor mínimo, o vento passa a soprar do quadrante sul com uma velocidade média de  $8 \text{ m s}^{-1}$  no setor frio; (3) aproximadamente 1 dia após a passagem da frente o vento volta a soprar de nordeste, com o retorno do Anticiclone do Atlântico Sul; (4) a duração média de uma frente fria é de 2 a 3 dias, com intervalo de tempo consecutivo entre as frentes de 6 à 11 dias, e a velocidade média de propagação é de  $500 \text{ km dia}^{-1}$ .

## 1.2 Características das séries temporais

Os registros de nível do mar para São Francisco do Sul foram adquiridos através de um marégrafo de pressão (marca Aanderaa, modelo WLR7) com sistema digital de medições e instalado no pier da PETROBRÁS (Figura 1.2) à 2,74 m de profundidade em relação ao zero do IBGE. Os registros de pressão hidrostática foram adquiridos com intervalo amostral de 30 minutos, e convertidos em valores de nível horário médio subtraindo a pressão atmosférica do local (Anexo A.1).

As séries temporais de meteorologia local para o período de Julho à Dezembro, foram monitoradas através de uma estação meteorológica automática (marca Campbell, modelo CM6), instalada à 10 m de altura e com intervalo amostral horário (Figura 1.2). A direção do vento foi corrigida com o valor de  $17^\circ$  resultante da declinação magnética.

Informações sobre os deslocamentos de sistemas atmosféricos ciclônicos propagando-se sobre a região sul foram obtidas a partir de cartas sinóticas de pressão atmosférica superficial, elaboradas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) do Ministério da Marinha do Brasil.

Após a aquisição e tratamento preliminar dos registros maregráficos e meteorológicos, foram obtidas séries temporais horárias (hora local, GMT-3) do nível do mar, da pressão atmosférica, e da direção e velocidade do vento para o período de 14 de Julho à 15 de dezembro de 1996 (Figura 1.4).

As variações do nível do mar observados oscilam em torno de um valor médio de 117,19 cm, com desvio padrão de 37,15 cm. Os valores extremos do nível do mar foram alcançados durante os meses de inverno: o valor máximo de 277,4 cm ocorreu no dia 21 do mês de julho, e o valor mínimo de 26,2 cm se deu em 26 de agosto.

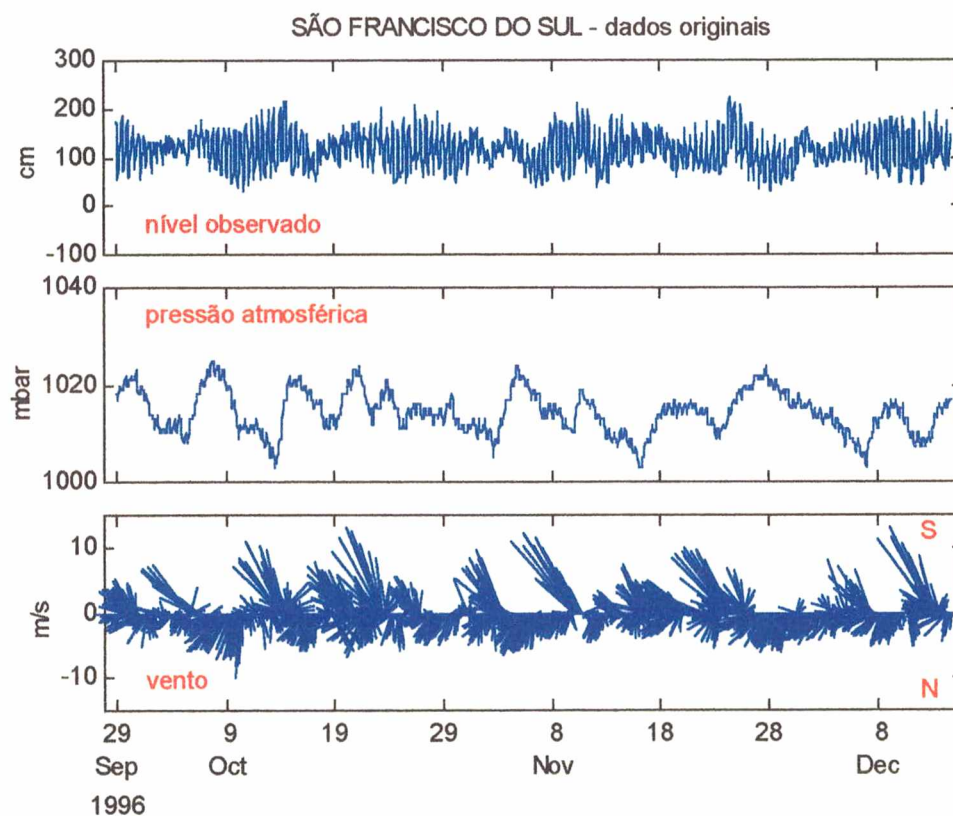
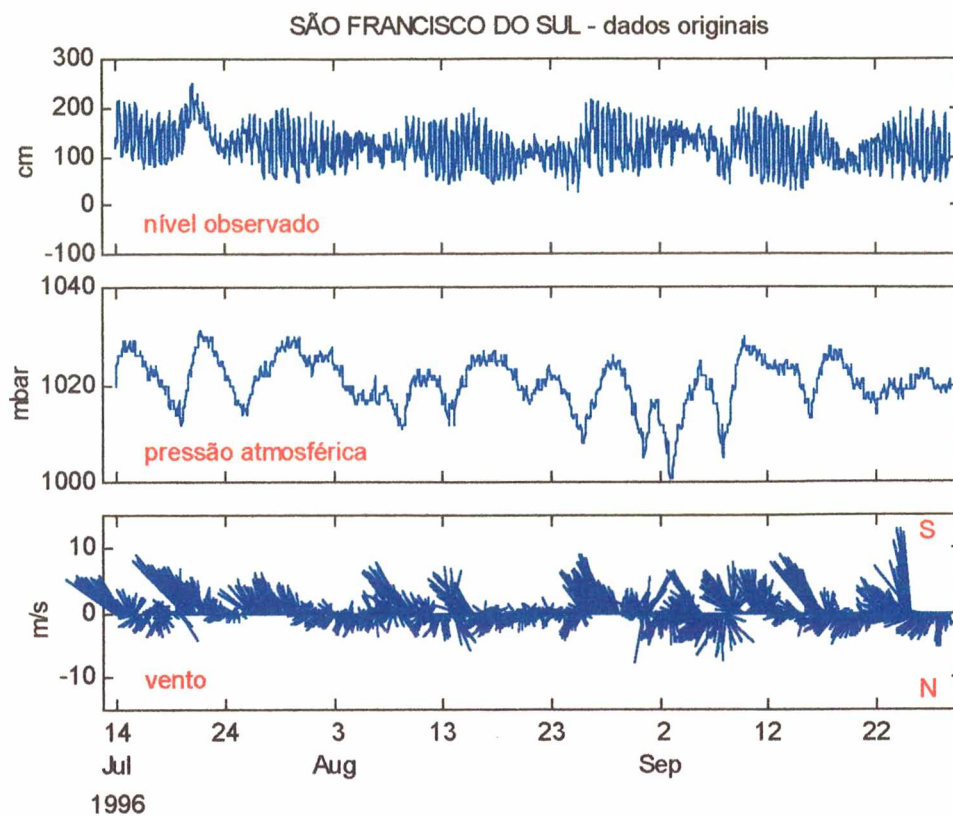


Figura 1.4 Dados horários coletados em São Francisco do Sul (14/07/96 à 15/12/96).



A pressão atmosférica média foi de 1017,4 mbar, com desvio padrão de 5,7 mbar. Alcança um valor mínimo de 1001,0 mbar em setembro, e máximo de 1031,0 mbar em julho (Figura 1.4).

A evolução temporal do vento (Figura 1.4) mostra inversões da direção devido a passagem de frentes frias: neste como nos outros gráficos de vento a seta aponta na direção para onde o vento se desloca.

A Figura 1.5 mostra a distribuição de frequência do vento com respeito a sua direção e intensidade. Observam-se três regiões de maior concentração:

- 1) de direção norte-nordeste, mais expressiva, com uma intensidade entre 2 à 4  $\text{m s}^{-1}$ : que corresponde à atuação do Anticiclone do Atlântico Sul;
- 2) de direção oeste e leste, com intensidades de aproximadamente 2  $\text{m s}^{-1}$ : correspondendo às brisas marinha e teral, ortogonais à linha de costa;
- 3) de direção sudeste, alcançando os maiores valores de intensidade, em torno de 6 à 8  $\text{m s}^{-1}$ : correspondendo aos ventos associados à passagem das frentes frias;

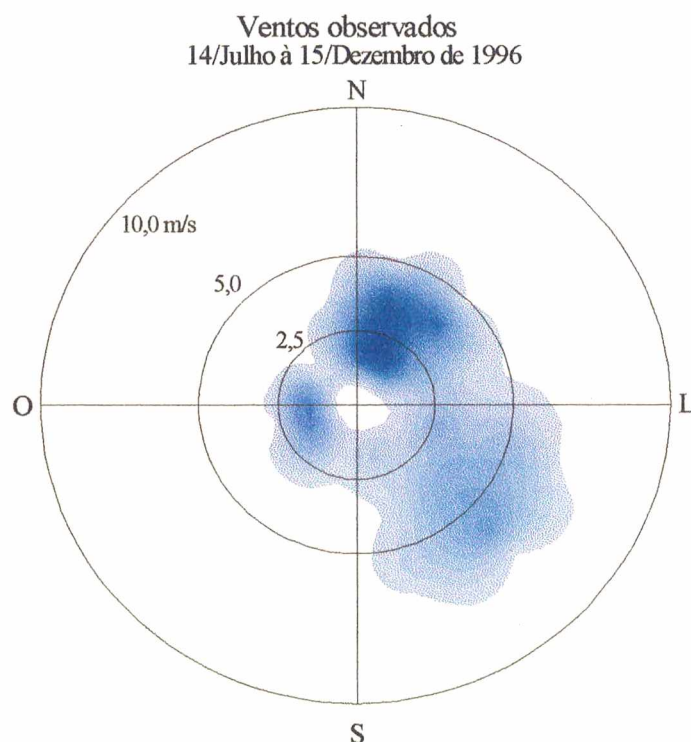


Figura 1.5 Distribuição de frequência do vento em função de sua intensidade e direção.

### 1.3 Condições meteorológicas para o período de estudo

O distúrbio meteorológico de maior efeito para o sul do Brasil é a passagem de sistemas frontais ciclônicos, ou frentes frias, que é acompanhado de fortes tempestades vindas de sul e sudeste principalmente durante os meses de outono e inverno. A frequência das frentes apresentou uma média de 6,25 eventos mensais para o ano de 1996 (INPE, 1996). Para os meses de Julho à Novembro foram registrados 6 passagens de sistemas frontais ao mês. Entretanto, nos primeiros 15 dias do mês de Dezembro ocorreram 4 sistemas frontais na região sul.

Com o intuito de se verificar se o período de medição pode ser considerado como representativo da climatologia local, foram comparados valores médios mensais deste período com valores médios mensais obtidos a partir de 29 anos de medições realizadas no Porto de São Francisco do Sul (DHN, 1994), à 21 km da estação de coleta utilizada neste trabalho. A Tabela 1.1 apresenta os valores médios de pressão atmosférica e distribuição percentual da direção do vento para cada mês. Os dados de pressão mostram-se bastante similares, com valores maiores nos meses de inverno e decrescendo próximo ao verão. Entre a estatística do período de 29 anos e dos meses de estudo são observadas diferenças da ordem de 1 a 3 mbar.

mês	Porto(médias 1931-1960)									Praia (médias 14/7/96-15/12/96)								
	<i>p.atm.</i>	<i>vento</i>								<i>p.atm.</i>	<i>vento</i>							
	<i>mbar</i>	<i>N</i>	<i>NE</i>	<i>E</i>	<i>SE</i>	<i>S</i>	<i>SW</i>	<i>W</i>	<i>NW</i>	<i>mbar</i>	<i>N</i>	<i>NE</i>	<i>E</i>	<i>SE</i>	<i>S</i>	<i>SW</i>	<i>W</i>	<i>NW</i>
<b>Jul*</b>	1020	9	13	2	16	6	19	1	2	1023	5	5	5	27	15	10	4	2
<b>Ago</b>	1019	9	17	3	16	6	18	2	2	1020	16	14	9	17	6	6	8	6
<b>Set</b>	1017	9	16	5	19	6	14	1	2	1019	2	18	13	23	9	7	3	3
<b>Out</b>	1015	9	22	6	20	6	13	-	2	1015	23	23	9	17	8	3	3	3
<b>Nov</b>	1013	8	24	5	21	5	11	1	2	1014	20	26	23	18	1	2	3	3
<b>Dez*</b>	1011	7	24	6	20	6	13	1	2	1012	19	29	11	10	4	4	3	2

Tabela 1.1 Estatísticas mensais de parâmetros meteorológicos em São Francisco do Sul: comparação entre valores relativos à 29 anos e para o período de estudo.

A distribuição percentual mensal do vento para o período de estudo mostra a dominância geral de ventos de nordeste, com uma maior presença de ventos do

quadrante sul durante o inverno, quando os sistemas de frentes frias tornam-se mais intensos. Os valores obtidos para o período de medição permanecem dentro dos valores percentuais de longo período para a região, observando-se diferenças somente nos meses de Julho e Agosto. Estas diferenças estão associadas ao valor médio de calmaria para o período de 29 anos, em torno de 17%, e o valor médio de calmaria de 6% durante os meses deste estudo. No entanto, estes valores garantem que as séries meteorológicas de pressão atmosférica e ventos coletadas no período de 14 de Julho à 15 de Dezembro podem ser utilizadas para representar o período de inverno e primavera na região.



## CAPÍTULO II

### DINÂMICA DO ESCOAMENTO COSTEIRO

A escala horizontal do escoamento na zona costeira apresenta-se dominante em comparação com a escala vertical, permitindo assim desconsiderar os modos baroclínicos devido às interações das correntes com a batimetria do fundo e estratificação devido às variações de densidade. Se o movimento produzido pelas variações das forçantes é pequeno o bastante, pode-se utilizar a forma integrada na vertical e linearizada das equações, que no sistema cartesiano natural tornam-se (Gill, 1982):

- Equações da conservação da quantidade de movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -g \frac{\partial}{\partial x} (\eta + p_a / \rho g) + \frac{(\tau_{s,x} - \tau_{f,x})}{\rho H} \quad (2.a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = -g \frac{\partial}{\partial y} (\eta + p_a / \rho g) + \frac{(\tau_{s,y} - \tau_{f,y})}{\rho H} \quad (2.1b)$$

- Equação de continuidade:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left\{ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right\} = 0 \quad (2.1c)$$

Onde  $u$  e  $v$  são as componentes da velocidade do escoamento integradas na vertical,  $\eta$  é a elevação do nível d'água,  $\tau_{f,x}$  e  $\tau_{f,y}$  são as tensões de atrito no fundo,  $\tau_{s,x}$  e  $\tau_{s,y}$  são as tensões do vento sobre a superfície livre,  $p_a$  é a pressão atmosférica na superfície do mar,  $H$  é a profundidade total do oceano, considerada constante,  $g$  é a aceleração de gravidade,  $\rho$  é a densidade da água e  $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $= 2\Omega \sin\phi$ , onde  $\Omega$  é a velocidade angular de rotação da Terra e  $\phi$  é a latitude).

Das equações 2.1a-b pode-se observar que existem duas forças tendendo a acelerar o fluido: uma devido ao gradiente horizontal de pressão, e outra devido ao gradiente vertical da tensão. Pode-se interpretar as velocidades ( $u,v$ ) como soma de

dois termos, cada um deles ligado a uma das duas forçantes. A partição em termos de velocidades médias torna-se:

$$u = u_p + U_E/H, \quad v = v_p + V_E/H, \quad \eta = \eta_p + \eta_E \quad (2.2)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial u_p}{\partial t} - f v_p = -g \frac{\partial}{\partial x} (\eta_p + p_a / \rho g) \\ \frac{\partial v_p}{\partial t} + f u_p = -g \frac{\partial}{\partial y} (\eta_p + p_a / \rho g) \\ \frac{\partial \eta_p}{\partial t} = -H \left( \frac{\partial u_p}{\partial x} + \frac{\partial v_p}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2.3)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial U_E}{\partial t} - f V_E = \frac{\tau_{sx} - \tau_{fx}}{\rho} \\ \frac{\partial V_E}{\partial t} + f U_E = \frac{\tau_{sy} - \tau_{fy}}{\rho} \\ \frac{\partial \eta_E}{\partial t} = - \left( \frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} \right) \end{cases} \quad (2.4)$$

Com esta formulação é possível avaliar qualitativamente os efeitos causados pelas variações da pressão atmosférica e tensão do vento sobre o nível do mar.

## 2.1 Efeito da pressão

Variações na pressão atmosférica na superfície livre produzem, em um oceano de profundidade constante  $H$ , gradientes horizontais de pressão e correntes independentes da profundidade. Um estudo completo do escoamento costeiro forçado pela pressão vai além dos objetivos do presente trabalho, mas é interessante discutir brevemente dois casos particulares: o estático, ou de fluxo nulo, e o estacionário, ou de fluxo geostrófico.

### 2.1.1 Caso estático: fluxo nulo

No caso de fluxo nulo iremos verificar qual será a resposta instantânea da superfície livre à um campo de pressão. É fácil verificar que, se  $u_p = v_p = 0$ , as equações 2.3 reduzem-se à:

$$\frac{\partial \eta_p}{\partial x} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial p_a}{\partial x}, \quad \frac{\partial \eta_p}{\partial y} = -\frac{1}{\rho g} \frac{\partial p_a}{\partial y}, \quad \frac{\partial \eta_p}{\partial t} = 0 \quad (2.5)$$

cuja solução é dada por:

$$\eta_p(x, y) = -\frac{1}{\rho g} p_a(x, y) + C(x, y) \quad (2.6)$$

A constante de integração C resultará no valor zero se a resposta à pressão atmosférica for puramente local, e neste caso uma variação na pressão atmosférica de 1 mBar produzirá uma variação inversa no nível, de aproximadamente 1 cm:

$$\frac{\eta_p}{p_a} = -\frac{1}{\rho g} = -\frac{1}{1.026 \cdot \text{g/cm}^3 \cdot 980 \cdot \text{cm/s}^2} \approx -0.99 \frac{\text{cm}}{\text{mBar}} \quad (2.7)$$

Este tipo de resposta é conhecida na literatura como efeito do barômetro invertido, ou relação isostática. É importante salientar que a relação isostática é puramente teórica mas que pode ser uma boa aproximação em casos reais desde que verificadas as seguintes hipóteses:

- a) a única força atuante sobre o oceano é o gradiente horizontal de pressão;
- b) a extensão espacial da forçante é pequena bastante para poder ser considerada local;
- c) as variações de pressão, e portanto do nível, são bastante lentas para poder considerar  $\partial \eta_p / \partial t \approx 0$ .

Se uma das hipóteses acima não for verificada, a relação entre nível e pressão não seria necessariamente instantânea, além de poder apresentar um coeficiente de proporcionalidade diferente de -1 cm/mbar.

### **2.1.2 Caso estacionário: fluxo geostrófico**

As hipóteses b e c do caso estático introduzem implicitamente uma escala espacial e temporal à forçante atmosférica, que podem ser quantificadas encontrando-se a resposta estacionária do escoamento à uma descontinuidade infinitesimal da pressão. O estado estacionário corresponde à uma condição de escoamento geostrófico quando o gradiente de pressão é compensado com a aceleração de Coriolis:

$$f u_p = -g \frac{\partial}{\partial y} (\eta_p + p_a / \rho g), \quad f v_p = g \frac{\partial}{\partial x} (\eta_p + p_a / \rho g) \quad (2.8)$$

Porém, a substituição das equações 2.8 na equação de continuidade 2.3c, mostra que qualquer campo de velocidade que verifique as condições de fluxo geostrófico satisfaz exatamente a forma estacionária da equação de continuidade.

A solução estacionária deve portanto ser encontrada por outra via. Uma possibilidade é combinar as equações de movimento através da operação:  $\partial/\partial x$ (eq.2.3a) +  $\partial/\partial y$ (eq.2.3b) e substituir na equação de continuidade 2.3c para obter:

$$\frac{\partial^2 \eta_p}{\partial t^2} - c^2 \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} (\eta_p + p_a / \rho g) + \frac{\partial^2}{\partial y^2} (\eta_p + p_a / \rho g) \right\} + f H \zeta = 0 \quad (2.9)$$

onde:

$$c^2 = gH \quad (2.10)$$

$$\zeta = \partial v_p / \partial x - \partial u_p / \partial y \quad (2.11)$$

e  $\zeta$  representa a componente vertical da vorticidade relativa, cuja taxa de variação é obtida através de  $\partial/\partial y$ (eq.2.3a) -  $\partial/\partial x$ (eq.2.3b) e substituindo ainda na 2.3c:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\zeta}{f} - \frac{\eta_p}{H} \right) = 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\zeta}{H} - \frac{f \eta_p}{H^2} \right) \equiv \frac{\partial Q'}{\partial t} = 0 \quad (2.12)$$

A equação 2.12 representa a conservação da vorticidade potencial para um fluido invíscido em rotação, ou seja,  $Q'$  mantém o mesmo valor para qualquer tempo futuro a partir da condição inicial. Isso permite determinar o valor da vorticidade relativa ao tempo  $t$  a partir do conhecimento do nível no mesmo instante e de uma condição inicial.

Definindo-se o nível ajustado como  $\eta' = \eta_p + p_a / \rho g$  e combinando-se as equações 2.9 e 2.12, obtém-se uma única equação representativa da dinâmica espacial e temporal do nível, chamada de equação de águas rasas forçada (*forced shallow water equation*):



$$\frac{\partial^2 \eta'}{\partial t^2} - c^2 \left\{ \frac{\partial^2 \eta'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta'}{\partial y^2} \right\} + f^2 \left( \eta' - \frac{p_a}{\rho g} \right) = f^2 \left( \eta'_0 - \frac{p_{a,0}}{\rho g} \right) - f H \zeta_0 \quad (2.13)$$

onde  $\eta'_0$ ,  $p_{a,0}$ ,  $\zeta_0$  representam o valor das variáveis ao tempo inicial  $t=0$ .

Considerando uma condição inicial de repouso  $\zeta_0 = 0$ ,  $\eta_{p,0} = 0$ , e aplicando-se uma descontinuidade na pressão do tipo  $p_a = -p_{a,0} \operatorname{sgn}(y)$ , o nível ajustado inicial será  $\eta'_0 = -(p_{a,0}/\rho g) \operatorname{sgn}(y)$ , e a versão estacionária da eq. 2.13 resulta em:

$$\frac{\partial^2 \eta'}{\partial y^2} - \frac{1}{a^2} \eta' = \frac{1}{a^2} \left( \frac{p_{a,0}}{\rho g} \right) \operatorname{sgn}(y) \quad (2.14)$$

com  $a = c/|f| = \sqrt{gH}/|f|$ , raio de Rossby, e cuja solução é dada por:

$$\eta' = \begin{cases} \frac{p_{a,0}}{\rho g} (-1 + e^{-y/a}) & y > 0 \\ \frac{p_{a,0}}{\rho g} (1 - e^{y/a}) & y < 0 \end{cases} \quad \eta_p = \begin{cases} \frac{p_{a,0}}{\rho g} e^{-y/a} & y > 0 \\ -\frac{p_{a,0}}{\rho g} e^{y/a} & y < 0 \end{cases} \quad (2.15)$$

$$u_p = -\frac{g}{f} \frac{\partial \eta'}{\partial y} = \begin{cases} \operatorname{sgn}(f) \cdot \frac{p_{a,0}}{\rho c} e^{-y/a} & y > 0 \\ \operatorname{sgn}(f) \cdot \frac{p_{a,0}}{\rho c} e^{y/a} & y < 0 \end{cases}, v_p = 0 \quad (2.16)$$

A figura 2.1 mostra a condição inicial e o estado estacionário para o nível ajustado, para o nível do mar, e para a velocidade  $u_p$  do escoamento em  $x$ . O escoamento resulta ortogonal ao gradiente de pressão. Nos limites da descontinuidade ( $y \ll a$ ) há a dominância do termo de pressão, que corresponde as maiores velocidades; entretanto, ao longo de  $y \gg a$ , prevalece o termo da vorticidade, com pequenas variações no nível e baixas velocidades geostróficas.

A resposta estacionária do nível do mar à descontinuidade de pressão se dá em função do raio de Rossby,  $a$ . Em escalas de fenômenos menores comparados com o raio de Rossby, o ajuste é aproximadamente o mesmo de um sistema sem rotação, então o movimento vertical pode ser aproximado pelo balanço hidrostático,

$\eta_{p,\text{estacionario}} \approx -p_a/(\rho g)$ . Se as variações do campo de pressão ocorrem na mesma escala, ou maior, que o raio de Rossby, a aceleração de Coriolis torna-se tão importante quanto o termo de gradiente de pressão, então a rotação causa uma resposta diferente em comparação com o caso estático.

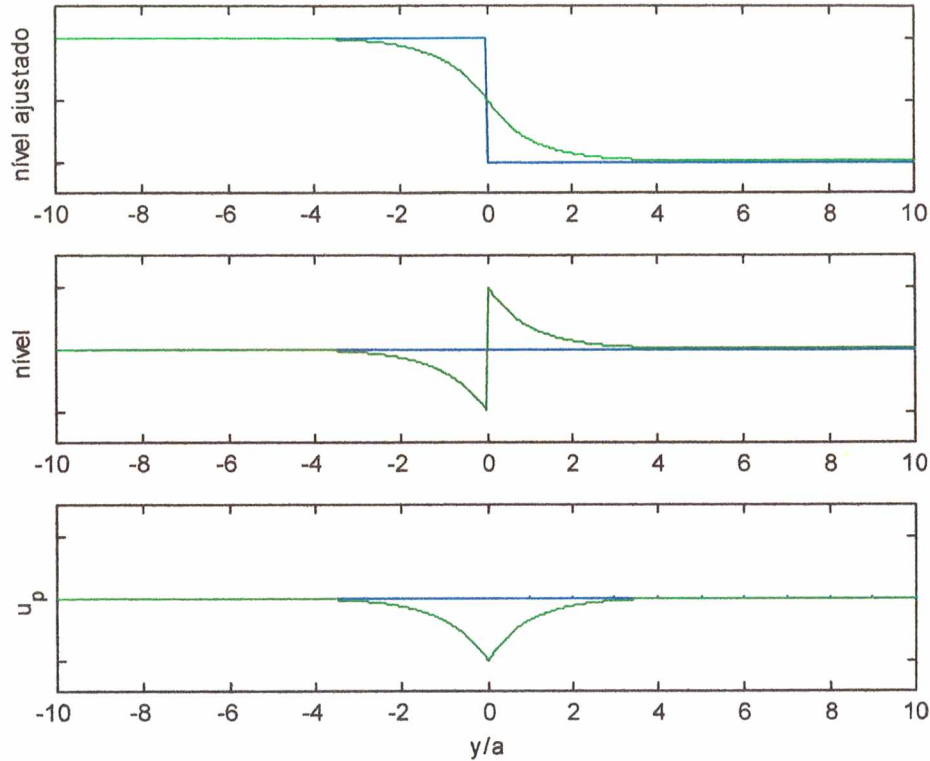


Figura 2.1 Resposta em escala adimensional a uma descontinuidade infinitésima da pressão: condição inicial (linha azul) e estado estacionário (linha verde) do nível ajustado, do nível, e da corrente  $u_p$ .

Existe uma fase transitória que leva da condição inicial ao estado estacionário. Gill (1982) demonstra que a solução geral da resposta do nível à descontinuidade de pressão é dada por uma combinação de ondas de Poincaré do tipo  $\eta \propto e^{i(kx+ly-\omega t)}$ , com uma relação de dispersão do tipo  $\omega^2 = f^2 + \kappa_H^2 c^2$ , e onde  $\kappa_H^2 = k^2 + l^2$  é o número de onda horizontal. Aqui também o raio de Rossby marca um limite: entre ondas de gravidade, de comprimento  $1/\kappa_H \ll a$  e de frequência angular  $\omega \approx \kappa_H c$ ; e ondas longas inerciais, com um comprimento  $1/\kappa_H \gg a$  e de frequência angular praticamente constante e igual ao parâmetro de Coriolis,  $\omega \approx f$ .

Considerando-se que a solução é ímpar, pode-se limitar  $y > 0$ . Neste caso, a solução transitória mantém o seu valor inicial até a chegada de uma frente de ondas que propaga-se a partir da descontinuidade inicial com velocidade  $c = \sqrt{gH}$ . As primeiras ondas são aquelas de menor comprimento, que não são influenciadas pelos efeitos da rotação, elevando o nível a  $\eta_p = p_{a0}/(\rho g)$ , e a componente da velocidade longitudinal a  $v_p = c \cdot p_{a0}/(\rho g)$ . Logo atrás da frente seguem ondas de comprimento sempre maior, e com o passar do tempo a largura da frente vai diminuindo, atingindo a solução estacionária. A solução de fluxo geostrófico é alcançada depois de aproximadamente um período inercial  $1/f$  e dentro de um limite menor do raio de Rossby: i.e. com  $y \ll a$  a resposta é similar aquela do caso estacionário, entretanto com  $y \gg a$  o nível não responde significativamente e se instaura um fluxo geostrófico.

No caso de um oceano semi-infinito, uma linha de costa em  $x=0$  implica que o fluxo transversal ao contorno deve anular-se. Uma descontinuidade atmosférica longitudinal, do tipo considerado na Figura 2.1, provocará no estado estacionário e com um limite bem menor do raio de Rossby uma variação do nível do mar junto à costa para garantir a conservação da massa. No hemisfério Sul, onde  $f < 0$ , uma depressão atmosférica provocará um empilhamento da água, entretanto um aumento da pressão terá o efeito de diminuir o nível.

A breve discussão apresentada aponta a possibilidade de utilizar uma representação geral da resposta do nível às variações da pressão atmosférica através de uma relação linear do tipo:

$$\eta_p(t) \approx \beta \cdot p_a(t - k) \quad (2.17)$$

O valor do coeficiente de proporcionalidade,  $\beta$ , e o tempo de atraso na resposta,  $k$ , dependem das características espaciais e temporais da forçante: se a extensão for muito menor do raio de Rossby a resposta deveria ser aproximadamente inversa,  $\beta \approx -1$ , entretanto, com uma forçante de extensão maior, as variações do nível deveriam ser mais limitadas, sendo o gradiente de pressão equilibrado por correntes geostróficas. O tempo de resposta do nível do mar resulta em um valor nulo,  $k \approx 0$ , no caso de variações extremamente lentas do campo de pressão até valores de



aproximadamente um período inercial,  $k \approx 1/f$  ; no caso de uma descontinuidade que fique um tempo suficiente pode instaurar as condições geostróficas sobre a região.

## 2.2 Efeito da tensão do vento

Outra força atuante sobre o escoamento costeiro é o vento, cujo efeito tem importância tanto maior, quanto maior for a pista para que o vento atue, e mais rasa e larga a plataforma continental (Gill 1982; Pugh, 1987).

Os ventos são gerados por gradientes de pressão em grande escala na atmosfera, apresentando um perfil acima da superfície com duas regiões distintas. A cerca de 1000 m acima da superfície o vento existente é dito geostrófico, pois resulta do equilíbrio entre a força de Coriolis e os gradientes de pressão locais. Abaixo da região geostrófica, o efeito de atrito devido à presença do oceano distorce o campo de ventos, definindo então uma região chamada de camada limite planetária.

Esta ação indireta da pressão sobre o nível do mar costeiro devido ao vento local se dá através do mecanismo de transporte de Ekman, e pode modificar significativamente a maré prevista para o local (Elliott & Wang, 1978; Csanady, 1982; Gill, 1982; Chuang & Wiseman Jr., 1983; Pickard & Emery, 1990; Shaffer *et al.*, 1997).

A fração do movimento dirigida somente pela forçante gradiente da tensão do vento, que é confinada na camada em que a tensão atua, pode ser calculada das equações 2.4. (Gill,1982). Considerando zero a tensão fora da camada de Ekman ( $\tau_{f,x} = \tau_{f,y} = 0$ ), pode-se obter o transporte de volume na camada, dado por:

$$\begin{cases} \rho \cdot \left( \frac{\partial U_E}{\partial t} - f V_E \right) = \tau_{s,x} \\ \rho \cdot \left( \frac{\partial V_E}{\partial t} + f U_E \right) = \tau_{s,y} \\ (U_E, V_E) = \int (u - u_p, v - v_p) dz \end{cases} \quad (2.18)$$



Em condições estacionárias o transporte de Ekman resulta numa direção ortogonal à tensão na superfície, e no caso de gradiente de pressão nulo, a força por unidade de superfície devida ao vento vai ser contrabalançada pela força por unidade de superfície de Coriolis. No hemisfério Sul, portanto, haverá um transporte de Ekman à esquerda da direção da tensão do vento. Considerando-se que o valor da tensão do vento muda de ponto a ponto, o transporte de Ekman também mudará obtendo-se assim uma convergência-divergência horizontal devido a este fenômeno.

Uma perda lateral de volume tem que ser compensada por um fluxo vertical de fluido, quantificável pela equação de continuidade integrada na vertical:

$$\frac{\partial U_E}{\partial x} + \frac{\partial V_E}{\partial y} - w_E = 0 \quad (2.19)$$

e que, substituindo nas equações 2.18, resulta na velocidade de bombeamento (*pumping*) de Ekman (Gill, 1982):

$$\rho w_E = \frac{1}{f} \left( \frac{\partial \tau_{s,y}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{s,x}}{\partial y} \right) \quad (2.20)$$

O efeito de Ekman no oceano será mais claro considerando-se o que acontece em correspondência na camada inferior da atmosfera. Se um centro de baixa pressão estacionar sobre o oceano, o transporte de Ekman na atmosfera tentará diminuir o gradiente de pressão criando uma convergência de transporte em direção ao centro da depressão. Esta convergência na camada inferior atmosférica deve ser contrabalançada por uma divergência na camada superficial oceânica, promovendo um aumento do nível do mar,  $\eta_E$ , chamado de deslocamento (*displacement*) de Ekman, e que nas aproximações lineares é dado por:

$$w_E = \frac{\partial \eta_E}{\partial t} \quad (2.21)$$

O valor de  $\eta_E$  pode ser visto como uma elevação topográfica. Por exemplo, uma tempestade que se move com velocidade constante  $U$  sem mudar de forma produzirá em  $\eta_E$  uma estrutura espacial fixa que se movimenta com velocidade constante ao longo da superfície do mar.

Consideraremos, enfim, o caso do oceano semi-infinito já visto pela pressão, impondo porém somente a atuação da tensão do vento a partir de uma condição inicial de repouso. A aplicação de uma tensão constante e paralela à linha de costa  $\tau_{s,y}$ , ao iniciar com  $t=0$ , corresponde à uma descontinuidade na mesma tensão e com consequência na corrente de Ekman. Se não temos variações em  $y$ , as equações do escoamento (2.1) reduzem-se à:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - f v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + f u = \frac{\tau_{s,y}}{\rho H} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} = -H \frac{\partial u}{\partial x} \end{cases} \quad (2.22)$$

Das equações 2.22 e com um procedimento similar daquele empregado no parágrafo 2.1.2 pode-se representar a dinâmica espacial-temporal da velocidade  $u$  com uma *forced shallow water equation* do tipo:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + f^2 u = f \frac{\tau_{s,y}}{\rho H} \quad (2.23)$$

cuja solução será dada pela soma de uma parte estacionária e de uma parte transitória.

Para a parte estacionária da solução tem-se que respeitar a condição de fluxo nulo no contorno ( $u=0$  para  $x=0$ ), e aproximar a solução estacionária de Ekman:

$$u = \frac{\tau_{s,y}}{f \rho H} \left( 1 - e^{-x/a} \right) \quad (2.24)$$

A parte transitória é ainda representada por uma frente de ondas com velocidade  $c = \sqrt{gH}$  que se dispersam lentamente até chegar à forma de ondas inerciais. Depois de um tempo de  $1/f$  a solução junto a costa é dominada pela parte estacionária da solução.

A causa do fluxo estacionário em direção à costa será o nível variando linearmente no tempo, que com a equação de continuidade (2.22c) obtém-se:

$$\eta = -\operatorname{sgn}(f) \cdot \frac{\tau_{s,y}}{\rho c} e^{-x/a} \cdot t \quad (2.25)$$

onde a independência de  $u$  do tempo implica também na existência de uma corrente paralela à costa em equilíbrio geostrófico com o gradiente de pressão, que da equação 2.22a obtém-se:

$$v = \frac{\tau_{s,y}}{\rho H} e^{-x/a} \cdot t \quad (2.26)$$

Na Figura 2.2 é representada esquematicamente a resposta do nível do mar costeiro a um vento longitudinal no hemisfério Sul. A corrente paralela à costa,  $v$ , aumenta linearmente no tempo a uma razão inversamente proporcional a profundidade da água em movimento. A conservação da massa requer um correspondente aumento constante do nível do mar em resposta ao transporte de Ekman e seu equilíbrio geostrófico com a corrente longitudinal. Esta variação no nível do mar é chamado de ressaca (*'surge'*) gerada localmente, para distinguir das ressacas propagando-se livremente como ondas progressivas que tem viajado desde as áreas de geração.

Considerando a linha de costa do Brasil, ventos provenientes de sul acarretarão em um empilhamento de águas junto à costa, enquanto que ventos provenientes de norte diminuirão o nível do mar. É suposto que os ventos transversais também tenham importância na variação do nível do mar, porém é relatado na maioria dos trabalhos que esta componente do vento possui menor influência (Elliott & Wang, 1978; Csanady, 1982; Gill, 1982; Chuang & Wiseman Jr., 1983; Pickard & Emery, 1990; Castro & Lee, 1995; Shaffer *et al.*, 1997).

A Teoria de Ekman vem sendo enfatizada em trabalhos recentes principalmente na porção sul-sudeste do litoral brasileiro (Stech & Lorenzetti, 1992; Paiva, 1993; Marone & Camargo, 1994; Castro & Lee, 1995; Möller Jr., 1996). Estes autores apontam que as forçantes meteorológicas são mais facilmente sentidas nesta região com o nível do mar respondendo mais efetivamente à tensão do vento longitudinal à costa. Isto foi sugerido devido a plataforma continental ser rasa e larga e a orientação



da linha de costa ser a mesma dos ventos predominantes, com os sentidos dessa componente do vento modificados somente pela passagem de sistemas frontais.

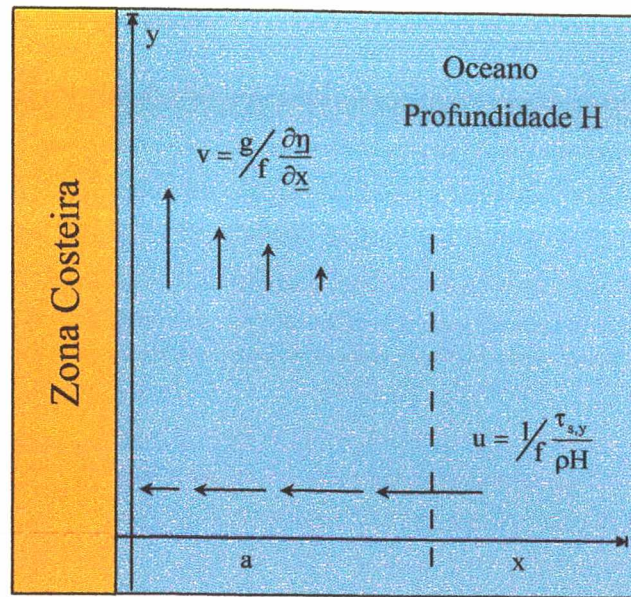


Figura 2.2 Representação esquemática da resposta do nível do mar costeiro à tensão do vento longitudinal.

Analogamente ao encontrado no caso da pressão, a resposta do nível à atuação da forçante tensão de vento pode ser expressa com uma relação linear do tipo:

$$\eta_E(t) \approx \beta \cdot \tau_s(t - k) \quad (2.27).$$

A resposta será limitada à uma distância da ordem do raio de Rossby da linha de costa, e o atraso,  $k$ , será acionado ao instaurar-se a condição estacionária.

Como mostrado no Capítulo I, o litoral sul do Brasil está suscetível à anomalias locais e remotas nos registros das marés devido à sua proximidade com as zonas de geração dos sistemas frontais trazidos pelo avanço da massa fria polar (Stech & Lorenzzetti, 1992). Os freqüentes eventos extremos de oscilação do nível do mar costeiro estão associadas às tempestades marinhas, que constituem um dos fenômenos mais intensos nessa região durante os meses de outono e inverno. Estas tempestades são induzidas por quedas bruscas na pressão atmosférica e conseqüente rotação do vento para as direções do quadrante sul, promovendo ambas a subida do nível do mar costeiro no litoral de Santa Catarina (Truccolo *et al.*, 1996).

A resposta do nível costeiro à atuação conjunta do vento longitudinal e de uma depressão atmosférica local, pode ser portanto resumida com:

$$\eta(t) \approx \beta_1 \cdot \tau_s(t - k_1) + \beta_2 \cdot p_a(t - k_2) \quad (2.28)$$

Outros efeitos meteorológicos de geração distante da área em estudo são definidos como não locais ou remotos. Normalmente, estes são produzidos por variações de ventos numa escala da ordem de milhares de km, ou por sistemas ciclônicos móveis de ventos (frentes frias) que se propagam por grandes distâncias (Gill, 1982), não modificando diretamente a meteorologia local.

Evidências destes efeitos não locais propagando-se ao longo da plataforma continental tem sido observadas através da análise de vários registros de nível do mar de várias estações maregráficas ao longo da costa (Hamon, 1966; Mysak & Hamon, 1969; Noble & Butman, 1979; Thompson, 1981; Schwing *et al.*, 1988; Young *et al.*, 1993; Paiva, 1993; Shaffer *et al.*, 1997). Stanton (1995) demonstrou através de registros em várias estações na costa oeste da Nova Zelândia, que oscilações de períodos de 5 à 20 dias no nível do mar podem ser explicadas em termos de ondas oceânicas propagando-se pela plataforma. O trabalho de Castro & Lee (1995) aponta que as oscilações do nível do mar costeiro são devido não somente à eventos meteorológicos locais, mas que também podem ser explicadas pela ocorrência desse tipo de ondas, livres ou forçadas, geradas em outros locais e que propagam-se pela plataforma continental.

### CAPÍTULO III

#### DETERMINAÇÃO DAS COMPONENTES METEOROLÓGICAS

Como mostrado no Capítulo I, as séries temporais maregráficas e meteorológicas podem ser interpretadas como soma de componentes de diferentes escalas temporais: uma componente relacionada à fenômenos sazonais, outra componente na "escala meteorológica", e uma terceira componente relativa à fenômenos diários. No nosso caso o interesse está voltado à identificação da componente meteorológica, relacionada à variações entre 3 e 15 dias, características da interação entre o sistema de alta pressão do Atlântico Sul e o Anticiclone Polar.

A oscilações com periodicidades menores que 40 horas (1,67 dias) foram removidas com um filtro passa-baixo quadrático Lanczos (Möller Jr., 1996) descrito no Anexo A.2, e que garante que períodos maiores que 55 horas (2,3 dias) não sejam afetados (Schwing *et al.*, 1988). A componente de longo prazo foi posteriormente eliminada subtraindo-se a tendência linear da série.

Considerando-se que a maré meteorológica pode ser vista também como a parte não previsível do nível do mar, pode-se obter uma estimativa alternativa calculando-se a maré astronômica e subtraindo-a junto com a tendência linear da série do nível do mar observado. Esse segundo método permite uma caracterização mais precisa da maré no local e uma correta avaliação da importância relativa à componente meteorológica sobre as variações do nível do mar.

Nos próximos parágrafos serão ilustrados os resultados obtidos com a aplicação das duas metodologias sobre os dados de nível do mar, onde será demonstrado que a maré astronômica corresponde exatamente à componente de alta frequência isolada com o filtro, e assim será garantido o uso do filtro para identificar a componente meteorológica de todas as variáveis consideradas.



### 3.1 Maré astronômica

O movimento periódico e repetitivo das marés astronômicas pode ser previsto para qualquer lugar. Estas marés são o resultado da combinação dos movimentos de rotação devido à atração gravitacional que a Lua e o Sol exercem continuamente sobre a Terra, ou balanço gravitacional entre o sistema Terra - Lua - Sol. É possível estimar a maré astronômica através da análise harmônica como a soma de um número finito  $N$  de constituintes harmônicos, na forma:

$$\hat{\eta}_a(t) = \sum_{n=1}^N A_n \cos(\sigma_n t - g_n) \quad (3.1)$$

onde  $A_n$  é a amplitude, e cujas velocidades angulares  $\sigma_n$  e fases  $g_n$  são determinadas a partir de argumentos astronômicos.

A análise harmônica sobre os registros de nível do mar da Praia da Enseada para obtenção da maré astronômica prevista foi realizada pelo método descrito em Franco (1988), através do programa do mesmo autor PACMARÉ (Previsão e Análise de Maré). Esta análise utilizou um registro de 9.403 observações no período de 02 de Junho à 15 de Dezembro, com uma frequência amostral de 30 minutos. A Tabela 3.1 lista os principais constituintes harmônicos resultantes, com 95% de significância estatística, onde cada constituinte é descrito pelo seu período, amplitude e fase. Os constituintes resultantes apresentam períodos até 27 horas, sendo que nenhum constituinte de longo período foi aprovado ao nível de 95% de significância estatística.

A previsão para São Francisco do Sul foi realizada com um total de 48 constituintes, sendo que 16% são diurnos, 51% são semi-diurnos, e 32% são constituintes de águas rasas<sup>1</sup>. As maiores amplitudes são dos constituintes semi-diurnos  $M_2$  com 32 cm e  $S_2$  com 21 cm. Componentes diurnos  $O_1$  e  $K_1$  mostram menores amplitudes, 11 cm e 6 cm, respectivamente. A espécie de água rasa  $M_4$  (com 11 cm) possui amplitude igual ou maior que os constituintes diurnos, demonstrando a importância desta constituinte na maré em São Francisco do Sul.

---

<sup>1</sup> Componentes resultantes de distorções da onda de maré ao se propagar em águas rasas.

	Período (hs solar)	Amplitude (cm)	Fase(°)
<b>Constituintes Diurnos</b>			
Q <sub>1</sub>	27	3	47
O <sub>1</sub>	26	11	73
P <sub>1</sub>	24	2	99
K <sub>1</sub>	24	6	141
<b>Constituintes Semi-diurnos</b>			
N <sub>2</sub>	13	5	134
M <sub>2</sub>	12	32	64
S <sub>2</sub>	12	21	66
K <sub>2</sub>	12	7	61
<b>Constituintes de Águas Rasas</b>			
MO <sub>3</sub>	8	4	332
SO <sub>3</sub>	8	3	92
MK <sub>3</sub>	8	3	78
SK <sub>3</sub>	8	3	264
MN <sub>4</sub>	6	5	89
M <sub>4</sub>	6	11	133
MS <sub>4</sub>	6	5	216

Tabela 3.1 Principais constituintes da maré astronômica em São Francisco do Sul (02/06/96 à 15/12/96); com períodos, amplitude e fases relativos a hora local.

Segundo a classificação de Pugh (1987), a região pode ser caracterizada por micro-marés, pois a diferença entre valores máximos e mínimos do nível num ciclo resulta em um valor menor que 2 m. A maré astronômica apresenta uma altura média de 70 cm, atingindo 105 cm durante a sizígia e 21 cm durante a quadratura.

Uma outra classificação do regime de maré (Tabela 3.2) pode ser obtida utilizando-se o Número de Forma, que é definido pela razão entre a soma das amplitudes dos principais constituintes diurnos K<sub>1</sub> e O<sub>1</sub>, e semi-diurnos M<sub>2</sub> e S<sub>2</sub> (Deacon, 1958; *apud* Pugh, 1987):

$$NF = \left( \frac{A_{K_1} + A_{O_1}}{A_{M_2} + A_{S_2}} \right) \quad (3.2)$$

O Número de Forma encontrado para São Francisco do Sul é igual à 0,32, o que representa um regime de maré do tipo misto, predominantemente semi-diurno com desigualdades de alturas para as preamares e baixa-mares consecutivas (Truccolo & Melo Fº, 1997).



Desigualdade	Classificação
$0 < NF \leq 0.25$	maré semi-diurna
$0.25 < NF \leq 1.5$	maré semi-diurna com desigualdades diurnas
$1.5 < NF \leq 3$	maré mista
$NF > 3$	maré diurna

Tabela 3.2 Classificação do regime de maré com base no Número de Forma.

A caracterização da maré através do cálculo do  $NF$  é usada também no processo de determinação do valor que deve ser subtraído de cada registro do nível do mar, a fim de que ele se torne compatível com a previsão da maré astronômica (Anexo A.1). Este valor é estimado por:

$$NR = S_0 - Z_0 \quad (3.3)$$

onde  $S_0$  é a altura calculada do nível médio em relação ao zero do marégrafo, e  $Z_0$  é a altura do nível médio da maré astronômica. A determinação de  $Z_0$  depende então do tipo de maré predominante, e no caso de maré semi-diurna pode ser encontrado por:

$$Z_0 = (A_{M_2} + A_{S_2} + A_{K_1} + A_{O_1} + A_{P_1}) \quad (3.4)$$

### 3.2 Maré meteorológica

A maré meteorológica foi obtida primeiramente removendo-se dos níveis observados os valores de maré astronômica prevista calculados para São Francisco do Sul, e a componente de longo período representada pela tendência linear de toda a série. Foram utilizados dados horários para o período de 14 de Julho à 15 de Dezembro, que corresponde ao período das medições meteorológicas.

A variância dos constituintes harmônicos identificados representa 74% da variância total do nível observado (Tabela 3.3), sendo distribuída nos períodos menores que 27 horas (Figura 3.1). A maré meteorológica representa 24% da variância original, enquanto que a porção de longo período representa menos de 2%.

Nível do mar	Variância	(%)
<b>Total</b>	1366,6	100,0
<b>Maré astronômica</b>	1016,7	74,4
<b>Maré meteorológica</b>	328,0	24,0
<b>Tendência</b>	21,9	1,6

Tabela 3.3 Análise de variância das diferentes componentes do nível do mar: maré meteorológica obtida pela maré astronômica.

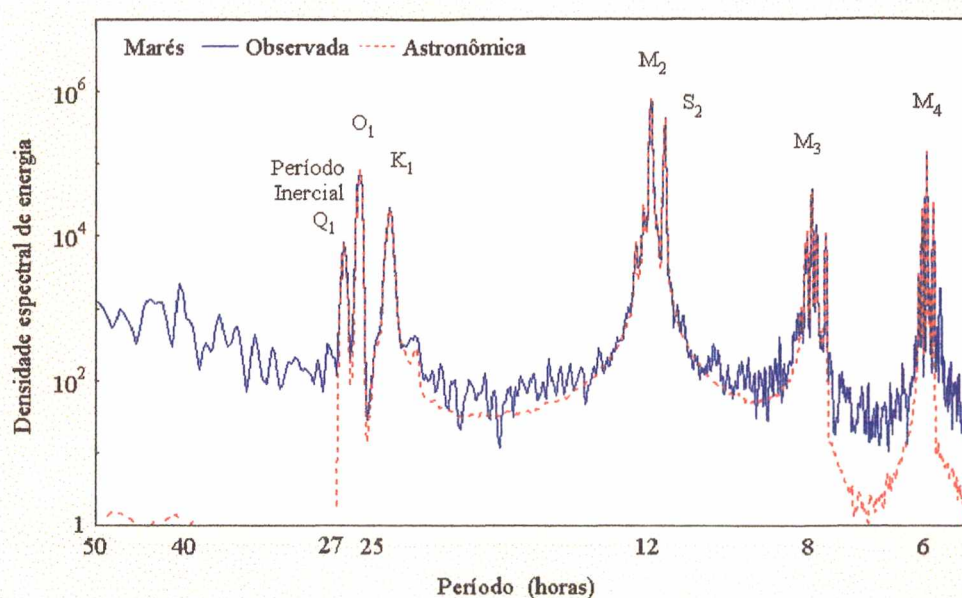


Figura 3.1 Densidade espectral de energia da maré observada e astronômica na faixa de alta frequência.

O fato de que a variância da componente meteorológica represente "somente"  $\frac{1}{4}$  da variância total do nível do mar não deve induzir a pensar que a sua contribuição seja pouco importante. Sobre-elevações extremas do nível do mar que podem causar danos nas regiões costeiras pode não estar associadas somente ao valor absoluto da maré meteorológica. Em Julho (Figura 3.2), a maré meteorológica mostra uma clara dominância na sobre-elevação do nível do mar, porém verificam-se outros eventos que podem ser entendidos como uma soma entre a maré astronômica e a componente meteorológica, ou seja, valores de nível excepcional podem ser alcançados com a sobreposição de valores relativamente baixos de maré meteorológica em períodos de sizígia.



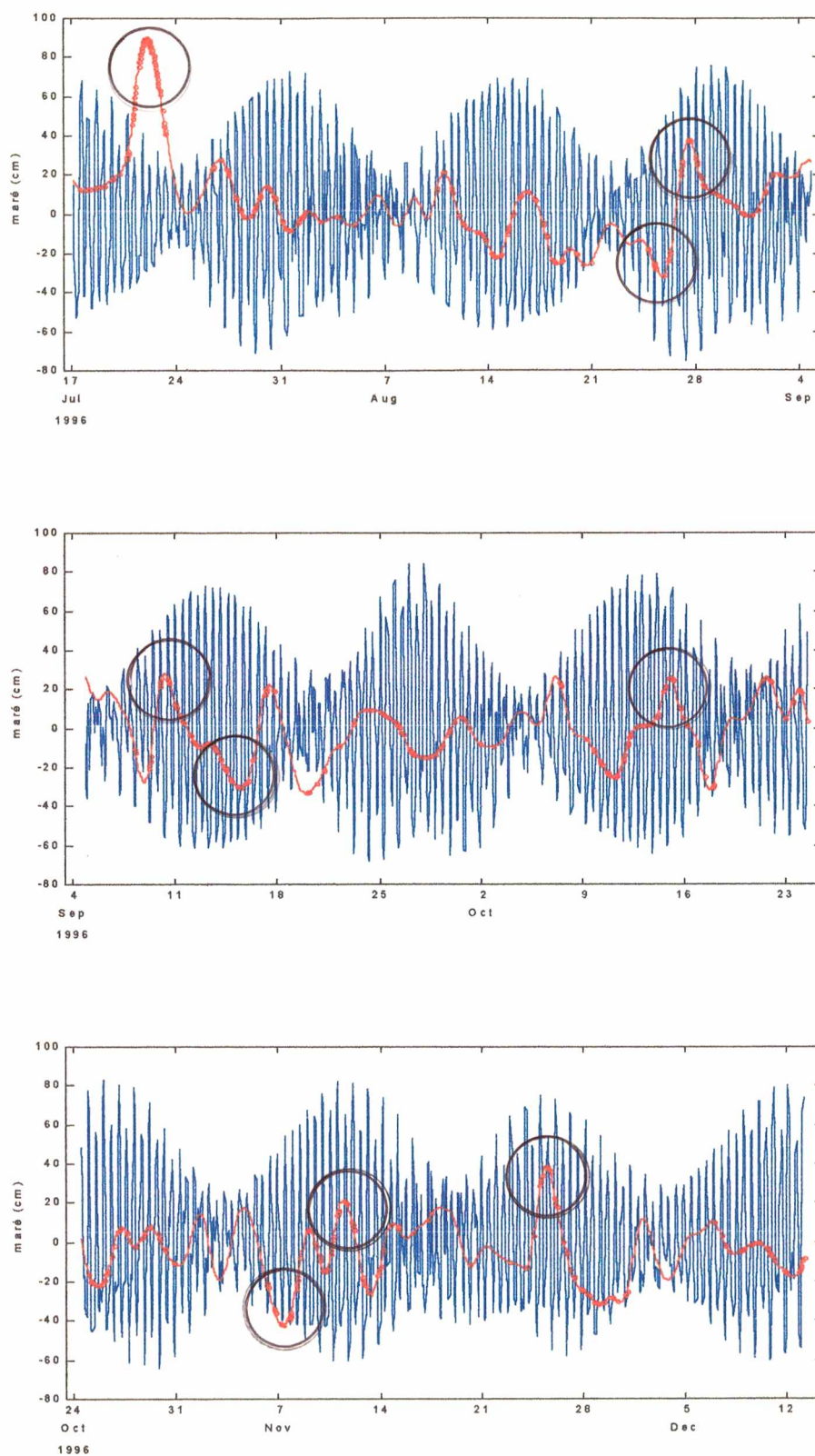


Figura 3.2 Componentes astronômica (linha azul) e meteorológica (linha vermelha) da maré: os círculos vermelhos marcam a posição em que a soma das duas componentes supera os 50 cm; os círculos pretos mostram os eventos maiores que 80 cm.

Para avaliar a importância da maré meteorológica nestas sobre-elevações, foi possível definir uma faixa limite através do valor estimado para a altura média da preamar de sizígia (ou “MHWS - Mean High Water Springs”), calculado em torno de 50 cm. Oscilações do nível do mar maiores que 50 cm são observadas em 19,4% do período analisado, sendo que 6,4% são devido à contribuição da componente meteorológica (círculos vermelhos da Figura 3.2).

A importância da componente meteorológica nas sobre-elevações fica mais evidente considerando-se um valor limite de 80 cm, correspondente aos valores máximos da maré astronômica. A maré astronômica é responsável por 0,2% dos casos acima deste limite, e a maré meteorológica é responsável por 2%. Este valor representa em um ano a ocorrência de pelo menos 1 semana de marés maiores que 80 cm, sendo estas devido principalmente à componente meteorológica (círculos pretos da Figura 3.2), em oposição à menos que 1 dia devido somente à maré astronômica.

Utilizando o filtro passa-baixo Lanczos, com a remoção de oscilações de até 40 horas do nível do mar, conseguiu-se identificar a componente meteorológica como componente de baixa frequência. Na Tabela 3.4 observa-se a decomposição da variância do nível do mar nas três faixas de frequências, sendo dominantes as oscilações em alta frequência (77%) em relação as de baixa frequência (22%) e de tendência (2%).

Nível do mar	Variância	(%)
<b>Total</b>	1366,6	100,0
<b>Alta frequência</b>	1048,2	76,7
<b>Baixa frequência</b>	296,5	21,7
<b>Tendência</b>	21,9	1,6

Tabela 3.4 Análise de variância das diferentes componentes do nível do mar obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.

A comparação entre as Tabelas 3.3 e 3.4 indicam uma correspondência entre a maré astronômica e a componente de alta frequência do nível do mar, e entre a maré meteorológica e a componente de baixa frequência.



A variância relativa da componente de alta frequência resulta em um valor um pouco maior daquele obtido com a maré astronômica, pois nesta nova decomposição estamos considerando na alta frequência também os períodos entre 27 e 55 horas, que não correspondem aos componentes harmônicos identificados (Tabela 3.1 e Figura 3.1). Porém, o coeficiente de correlação de Pearson entre a maré astronômica e a componente de alta frequência é de  $r = 0,98$ , e entre a maré meteorológica e a baixa frequência é de  $r = 0,95$ , indicando a possibilidade da utilização de uma metodologia comum no tratamento dos dados de maré e das séries meteorológicas.

### 3.3 Componente meteorológica das séries climáticas

Na obtenção das componentes de períodos na faixa meteorológica para as séries climáticas foi utilizada a mesma metodologia de filtragem citada anteriormente. Na Figura 3.3 são mostradas as séries climáticas de pressão atmosférica e vento retiradas as oscilações menores que 40 horas, juntamente com a maré meteorológica obtida pelo mesmo processo.

A Tabela 3.5 mostra os resultados da análise da variância relativa a decomposição em faixas de frequência da pressão atmosférica. Ao contrário do encontrado no caso do nível do mar, as variações dominantes estão na faixa meteorológica (68%), com uma significativa contribuição dos fenômenos sazonais (29%). As variações diárias representam neste caso somente 3,5% da variância total.

Pressão atmosférica	Variância	Variância (%)
Total	31,1	100,0
Alta frequência	1,1	3,5
Baixa frequência	21,1	68,0
Tendência	8,9	28,5

Tabela 3.5 Análise de variância das diferentes componentes de pressão obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.

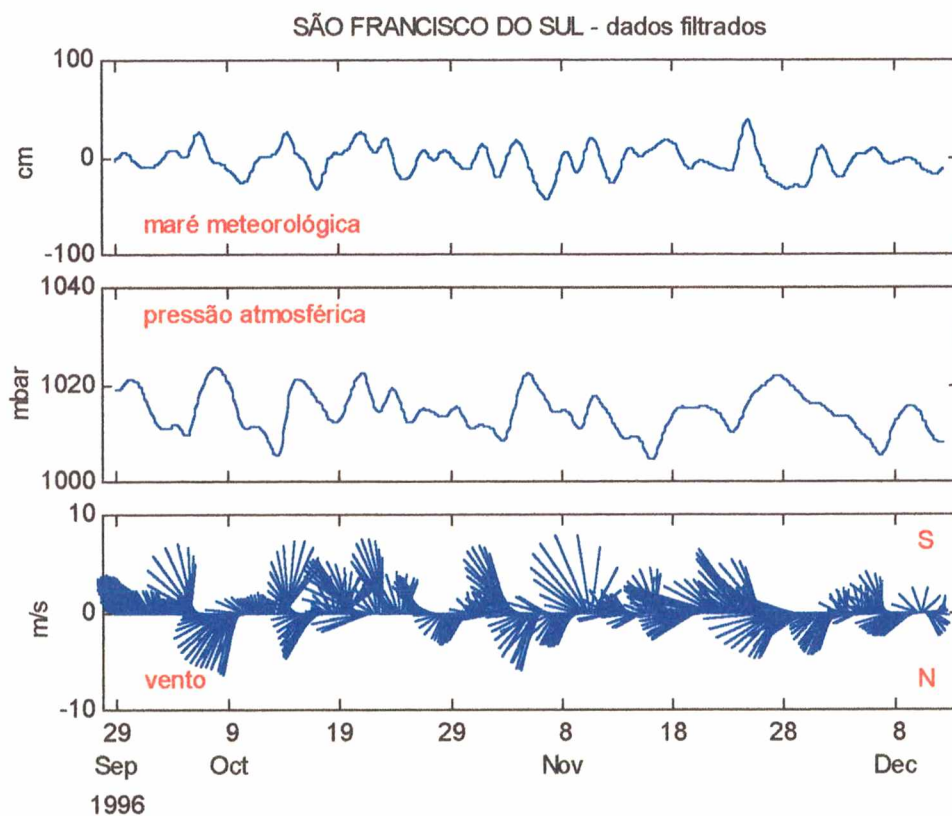
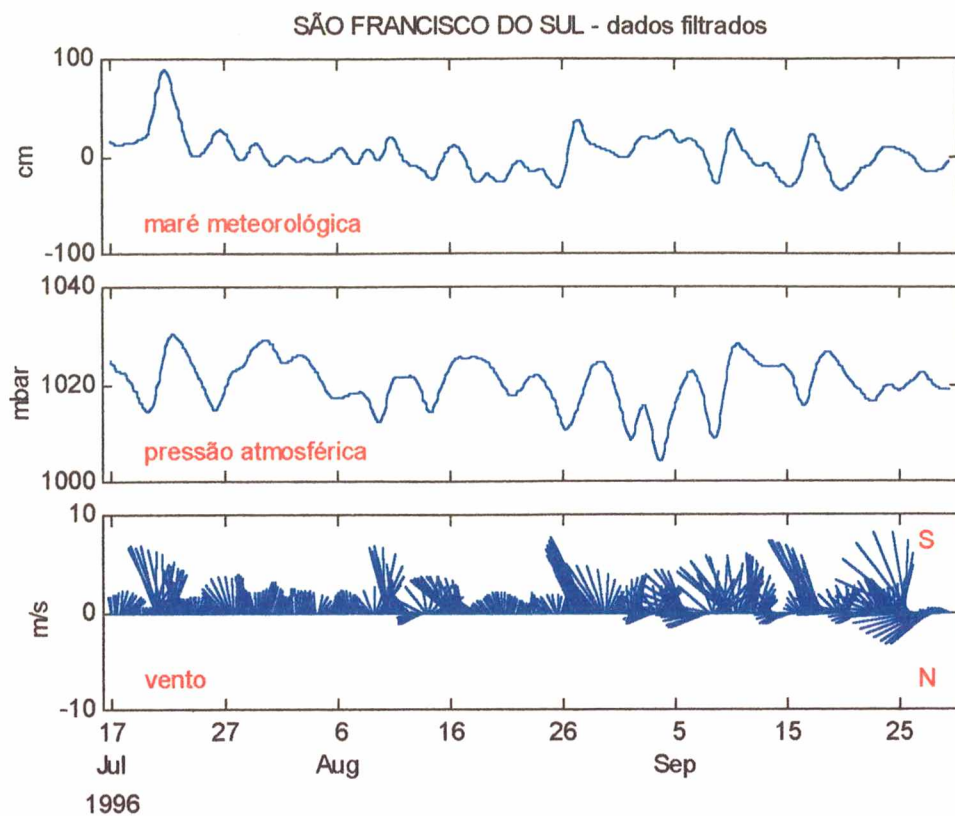


Figura 3.3 Componente de baixa frequência (meteorológica) dos dados horários coletados em São Francisco do Sul (14/07/96 à 15/12/96).

A distribuição de frequência do vento filtrado, em função da sua intensidade e direção (Figura 3.4), demonstra uma alteração nas direções mais frequentes encontradas nos registros originais (Figura 1.5). As direções predominantes são do quadrante sul e leste, permanecendo a intensidade dos ventos mais frequentes com os mesmos limites dos dados originais. A componente oeste da série de vento original representa possivelmente a brisa de terra, que possui periodicidade diária, e portanto foi eliminada pelo filtro passa-baixo.

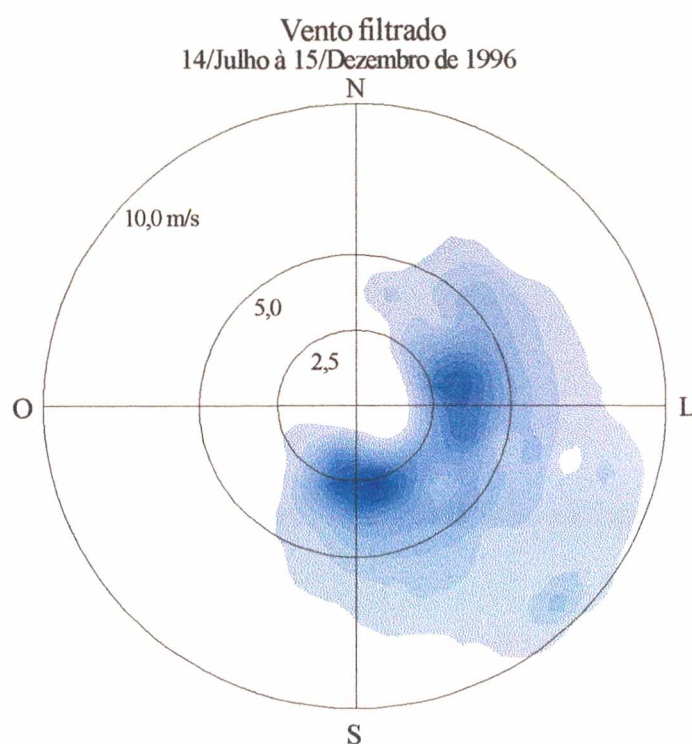


Figura 3.4 Distribuição de frequência do vento filtrado em função de sua intensidade e direção.

Sendo o vento uma variável vetorial, este pode ser representado pelas suas componentes ortogonais  $x$  e  $y$ . Foram definidos então como positivos ventos de Oeste na direção  $x$ , e ventos de Sul ao longo do eixo  $y$  (Anexo A.3).

Na Tabela 3.6 são evidenciados os resultados da análise de variância efetuada com as duas componentes ortogonais do vento. A componente  $y$  apresenta-se mais energética estando associada aos ventos do quadrante Sul de maior intensidade, sendo que a maior variabilidade reside na faixa meteorológica (54%). A componente diária relacionada aos ventos do quadrante Norte é responsável por 41% da variância. O baixo



valor da variância relacionada à tendência (5%) indica uma pouca diferenciação sazonal no regime dos ventos Sul.

A componente x mostra um aumento da importância dos fenômenos diários (44%), que pode ser explicado pela orientação quase S-N da linha de costa em São Francisco do Sul (Figura 1.2), correspondente às brisas de Oeste e Leste. A dominância da faixa meteorológica (47%) é provavelmente devido à componente horizontal dos ventos de Sudoeste e Nordeste. O incremento da importância da tendência (9%) parece indicar uma possível sazonalidade na componente horizontal dos ventos.

Vento	componente y		componente x	
	Variância	%	Variância	%
<b>Total</b>	10,6	100,0	6,2	100,0
<b>Alta frequência</b>	4,4	41,2	2,7	44,3
<b>Baixa frequência</b>	5,7	53,9	2,9	46,6
<b>Tendência</b>	0,5	4,9	0,6	9,1

Tabela 3.6 Análise de variância das diferentes componentes do vento obtidas com o filtro passa-baixo de Lanczos.



## CAPÍTULO IV

### INTERAÇÕES ENTRE AS VARIÁVEIS EM ESTUDO

Antes de discutir os métodos aplicados e os resultados obtidos por cada metodologia de análise neste trabalho, é apresentado um resumo do estudo estatístico realizado sobre as componentes meteorológicas das séries temporais de maré e das forçantes atmosféricas.

O objetivo final ao que se quer chegar é avaliar e interpretar as flutuações de baixa frequência do nível do mar em São Francisco do Sul, relacionando-as às variações na mesma faixa de frequência da pressão atmosférica e das tensões do vento. Daqui para frente será portanto subentendido que as variáveis consideradas são séries horárias compostas pelas componentes meteorológicas do nível do mar, pressão e vento identificadas no Capítulo anterior.

Os resultados do Capítulo II permitem aproximar a resposta do nível do mar costeiro para cada forçante atmosférica com uma relação linear (equações 2.17 e 2.27). Do ponto de vista estatístico, as forçantes atmosféricas podem ser consideradas como variáveis independentes, ou de entradas  $x$  no sistema, e o nível do mar como variável dependente  $y$ , ou saída.

A primeira premissa a se verificar é quanto da aproximação linear é significativa, ou qual será o grau de proporcionalidade entre a variável de entrada com a de saída. A correlação cruzada  $\rho_{xy}(k)$  permite avaliar tal hipótese: o valor  $-1$  corresponde ao máximo de correlação negativa, o valor  $1$  à uma completa correlação positiva e o valor  $0$  à uma falta de relação linear.  $\rho_{xy}(k)$  é também função da defasagem (*lag*) entre as duas variáveis: se o valor máximo de correlação dá-se por  $k = k^*$ , significa que o máximo na resposta linear da saída se dará depois de  $k$  passos temporais (no nosso caso  $k$  horas) da aplicação da entrada.

O valor da defasagem,  $k^*$ , que maximiza a correlação cruzada também minimiza o erro quadrático médio  $e_k^2 = \overline{(y(t) - \hat{y}_k(t))^2}$  da regressão linear  $\hat{y}_k(t) = \beta \cdot x(t - k)$ , resultando deste modo na possibilidade de quantificar o coeficiente de proporcionalidade  $\beta$  entre entrada e saída.

O erro quadrático médio representa uma variância residual, i.e., de quanto a regressão não consegue explicar a variância original da variável dependente. A diferença normalizada entre a variância original e a variância residual é denominada de variância explicada da regressão, ou coeficiente de determinação, e indicada com  $R^2$ . Um coeficiente de determinação igual à 1 corresponde a um modelo que consegue representar completamente a variável dependente em função da variável de entrada, e um  $R^2$  igual à 0 representa uma completa falta de linearidade entre as duas variáveis.

Na procura das relações lineares que supostamente ligam as forçantes atmosféricas locais ao nível do mar costeiro, são possíveis diversas aproximações. Primeiramente, podem ser investigadas as relações diretas entre as duplas de variáveis verificando-se o grau de linearidade das relações, utilizando modelos de regressão linear simples.

Uma segunda aproximação estatística, mais completa, é através da análise de regressão linear múltipla no domínio do tempo, avaliando-se a possibilidade de um modelo conjunto do tipo:

$$\hat{\eta}(t) = \beta_1 \cdot \tau_s(t - k_1) + \beta_2 \cdot p_a(t - k_2) \quad (4.2)$$

Neste caso, os coeficientes  $\beta_i$  da regressão representam as contribuições independentes de cada variável de entrada na estimação da variável de saída, ou seja, representam uma correlação linear entre uma variável de entrada específica e a variável de saída uma vez tirada a relação com todas as outras variáveis de entrada. Denomina-se portanto de correlações parciais.

A terceira aproximação estatística é avaliar as relações através de modelos de regressão linear múltiplo no domínio da frequência, o que proporciona o conhecimento da relação linear entre cada forçante e o nível do mar para cada frequência estudada, resultando num modelo para cada uma dessas frequências. Nesta análise, será possível avaliar o comportamento de cada coeficiente da regressão na frequência, e encontrar as variâncias explicadas por cada uma das variáveis de entrada.

Deve-se considerar aqui a exclusão do período entre os dias 17 à 31 do mês de Julho onde observou-se uma elevação da maré meteorológica em torno de 90 cm acima da maré prevista (Figura 3.2). Esse evento extremo de subida do nível do mar é pobremente explicado pela meteorologia local, sugerindo então a atuação de forçantes remotas gerando perturbações que se propagaram no oceano e que foram observados em toda a costa da região sul, ou ainda, devido à outros fenômenos que não fazem parte desta discussão.

A influência dos efeitos remotos foi verificada pelas análises de regressão linear múltipla efetuadas com os períodos de registros filtrados de 17 de Julho à 13 de Dezembro e de 01 de Agosto à 12 de Dezembro. Utilizando-se o modelo de regressão linear para o segundo registro, obteve-se uma percentagem melhor da variabilidade explicada do que com o primeiro registro, com  $R^2$  passando de 0,46 para 0,56. Deste modo, as análises subsequentes serão efetuadas somente sobre os registros do período de 01 de Agosto à 12 de Dezembro de 1996.

#### **4.1 Relações entre as forçantes atmosféricas**

As forçantes climáticas, pressão atmosférica e vento, são bem correlacionadas com as oscilações do nível do mar em períodos relativos à influência meteorológica. Porém, as inter-relações entre as forçantes climáticas devem ser conhecidas previamente, pois estas estão associadas com o mesmo mecanismo atmosférico que atua sobre a maré meteorológica: a passagem de sistemas frontais.



Um modo de se estudar as interações entre pressão e vento, e pressão e tensão do vento, é através da função de correlação cruzada. Sendo o vento uma variável vetorial, foi considerada a correlação  $\rho_{pW(\theta)}(k)$  entre a pressão,  $p$ , e a componente do vento ao longo da direção  $\theta$  com respeito ao N,  $W(\theta) = V_x \cos \theta + V_y \sin \theta$ , para todas as direções possíveis,  $-90^\circ \text{ N} \leq \theta \leq 90^\circ \text{ N}$ . Este procedimento é similar ao utilizado por Garrett & Toulany (1982), diferindo no uso de correlações cruzadas em lugar de coeficientes de correlação de Pearson.

O mesmo procedimento foi aplicado para avaliar a correlação cruzada entre pressão e tensão do vento ao longo de uma direção  $\theta$ , substituindo-se as componentes ortogonais do vento  $(V_x, V_y)$  pelas componentes da tensão  $(\tau_x, \tau_y)$ , (Anexo A.4).

A Figura 4.1a mostra as correlações cruzadas  $\rho_{pW(\theta)}(k)$  entre a pressão e o vento ao longo da direção  $\theta$ . São mostrados os valores da correlação por valores da defasagem (*lag*) variando entre mais ou menos 3 dias (72 horas). A linha pontilhada mostra os máximos das correlações para cada direção. A mesma linha é evidenciada na Figura 4.1b, onde são indicadas as defasagens que correspondem aos máximos: valores positivos da defasagem correspondem a um atraso da variável de saída (pressão) em relação a entrada (vento ao longo da direção  $\theta$ ), e valores negativos a um adiantamento.

Nestas figuras é possível observar o valor de correlação máxima entre as séries de pressão atmosférica e vento de -0,44 que ocorre com a direção de  $41^\circ \text{ N}$ . A defasagem temporal  $k$  encontrada mostra que a pressão atmosférica antecede os eventos de vento em 13 horas. O coeficiente de correlação negativo indica que um vento do quadrante sul está relacionado com um sistema de baixa pressão, enquanto que um vento do quadrante norte está relacionado com sistema de alta pressão.

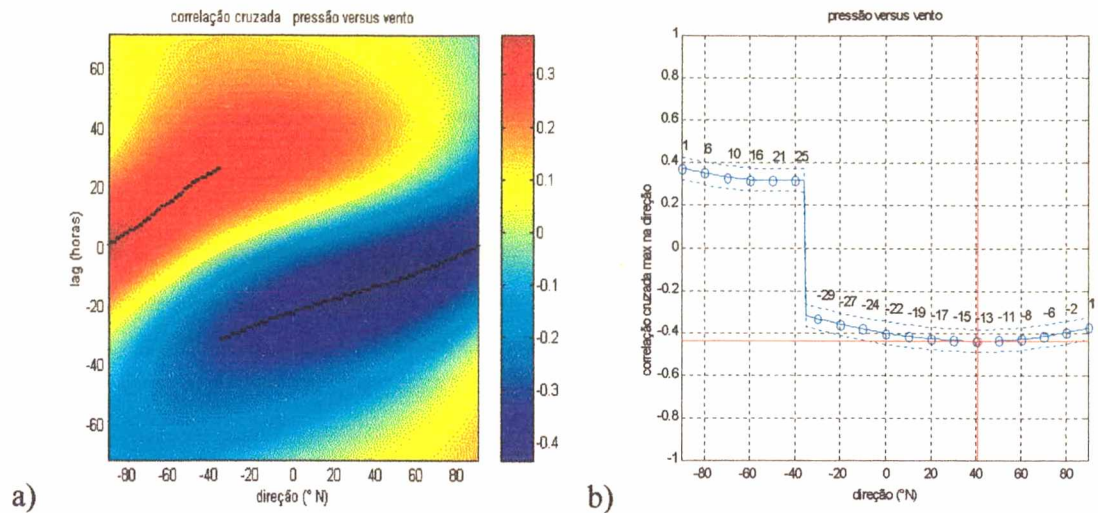


Figura 4.1 a) Correlação cruzada  $\rho_{pW(\theta)}(k)$  entre pressão e vento ao longo da direção  $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal  $k$  ao longo de todas as direções  $\theta$  com limites de confiança.

Com a utilização da tensão do vento obteve-se um coeficiente de correlação de -0,41, maximizado na direção de 37 °N (Figura 4.2a,b). Novamente, ocorre uma antecedência da variação de pressão atmosférica em relação à tensão do vento, porém de 16 horas.

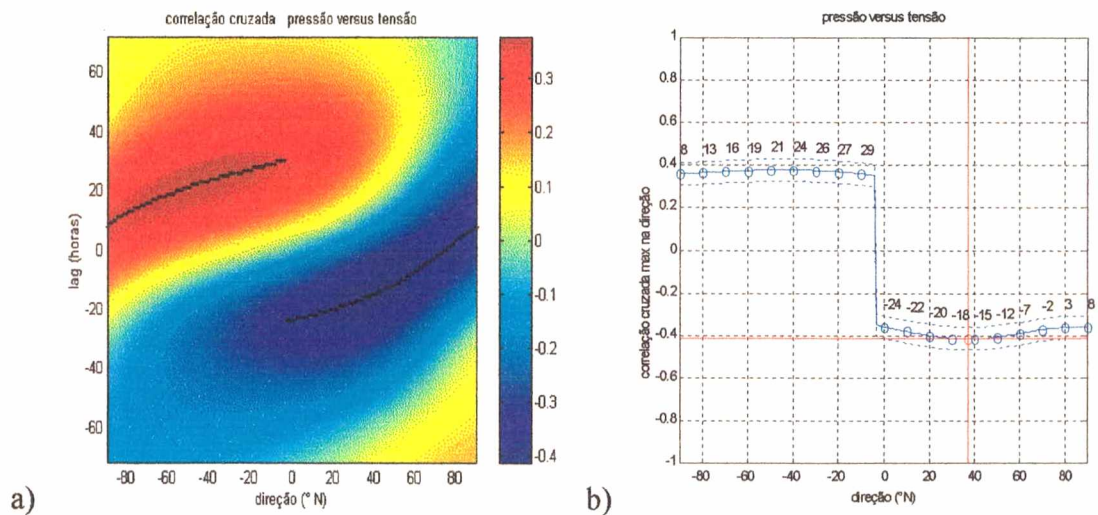


Figura 4.2 a) Correlação cruzada  $\rho_{pT(\theta)}(k)$  entre pressão e a tensão do vento ao longo da direção  $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal  $k$  ao longo de todas as direções  $\theta$  com limites de confiança.



Os valores de máxima correlação encontrados em ambos os casos indicam uma relação pouco linear entre pressão e vento. Mesmo assim, as direções encontradas de 41° N e 37° N mostram a direção de propagação dos sistemas frontais em escala regional.

As diferenças desprezíveis entre os resultados obtidos relacionando o vento, ou a tensão, com a pressão indicam também a possibilidade de utilizar como variável de entrada nos modelos de regressão com o nível do mar indiferentemente uma variável ou a outra.

#### 4.2 Relação entre vento e nível

Para se estimar a contribuição relativa ao clima de vento sobre as oscilações do nível do mar foi utilizado a mesma função de correlação cruzada da análise estatística anterior.

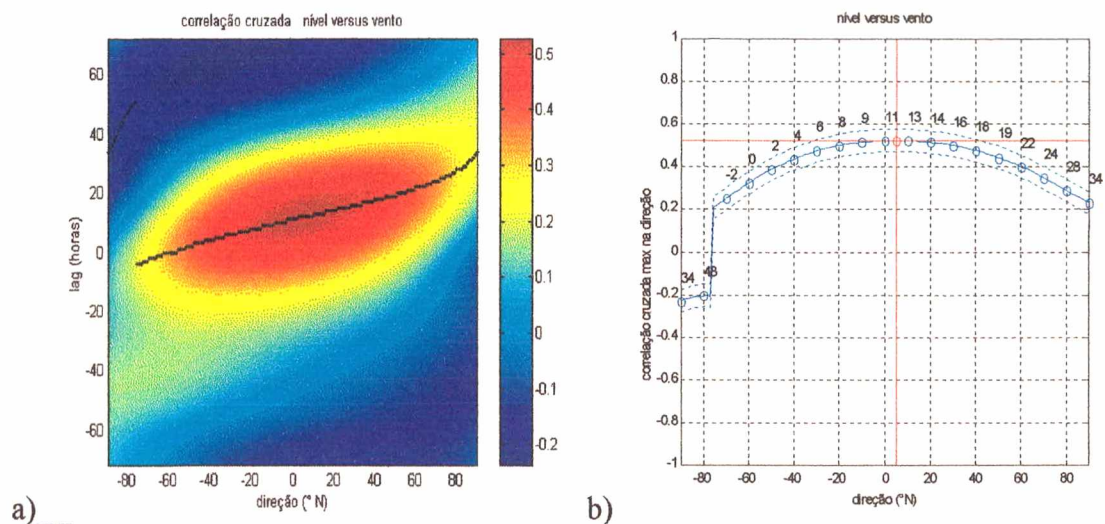


Figura 4.3 a) Correlação cruzada  $\rho_{\eta W(\theta)}(k)$  entre nível e vento ao longo da direção  $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal  $k$  ao longo de todas as direções  $\theta$  com limites de confiança.

Na Figura 4.3 é mostrado que o coeficiente de correlação de 0,53 é maximizado para a direção de 5 °N com um atraso da variação do nível em relação ao vento de 12 horas (Figura 4.3b). Valores de correlação cruzada superiores a 0,50 são observados



em torno da direção de 20 °N. Este resultado demonstra que o nível é influenciado principalmente por ventos dos quadrantes norte e sul. O coeficiente de correlação positivo indica que os ventos provenientes de sul (sentido positivo da componente longitudinal no sistema de referência utilizado) estão relacionados com uma subida do nível do mar, e ventos norte com um abaixamento.

Quando analisa-se as correlações cruzadas existentes entre a maré meteorológica e a tensão do vento ao longo de todas as direções (Figura 4.4a,b), observa-se uma alteração na direção que maximiza a correlação de 0,53, sendo agora de 12° N. Este resultado indica a tensão do vento antecedendo a maré meteorológica em 10 horas. As direções da tensão do vento em torno da direção de 20 °N são todas significativamente correlacionadas com a maré meteorológica (valores > 0,50).

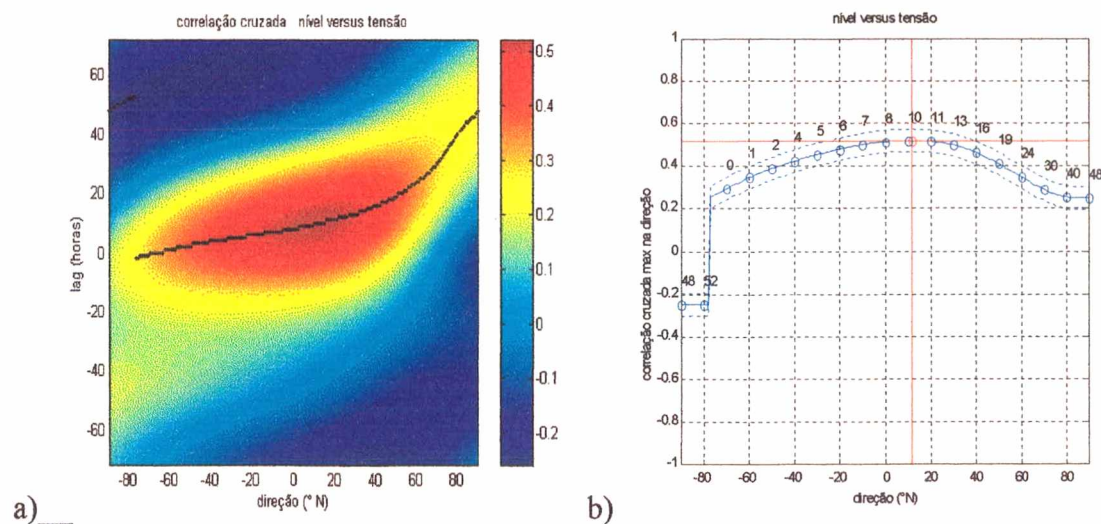


Figura 4.4 a) Correlação cruzada  $\rho_{\eta\tau(\theta)}(k)$  entre nível e tensão do vento ao longo da direção  $\theta$ , a linha pontilhada indica os máximos da correlação para cada direção b) máximos da correlação e correspondentes valores da defasagem temporal  $k$  ao longo de todas as direções  $\theta$  com limites de confiança.

Um dos resultados a se obter é a escolha da série do vento ou da tensão do vento na avaliação do efeito do regime do vento sobre a maré meteorológica. Já como primeira escolha usaremos a tensão, pois do Capítulo II a relação desta com a maré é linear. Os resultados indicam que as flutuações do vento e da tensão do vento sobre as variações do nível do mar atuam de maneira similar em uma escala preferencialmente local, sendo que as direções que maximizam a resposta do nível do mar são

semelhantes, 5° N e 12° N, respectivamente. Não há diferença significativa entre os máximos das correlações  $\rho_{\eta W(\theta)}$  e  $\rho_{\eta v(\theta)}$  como também no retardo,  $k$ , da resposta do nível do mar nos dois casos. Isto indica que tanto o vento quanto a tensão do vento produzem efeitos similares no nível do mar em São Francisco do Sul.

A tensão do vento longitudinal de 12° N é a que causa as maiores oscilações do nível do mar em baixa frequência, elevando o nível quando proveniente de sul, e abaixando no caso contrário.

Deve-se também considerar que esta avaliação não elimina as interdependências entre as séries meteorológicas, o que pode alterar a relação do regime do vento com o nível. Assim, uma análise mais completa da influência atmosférica sobre o nível do mar deverá contar com uma avaliação que exclua tais interdependências.

### 4.3 Relação entre pressão atmosférica e nível

A Figura 4.5 mostra a correlação cruzada  $\rho_{p\eta}(k)$  entre as séries pressão atmosférica e maré meteorológica.

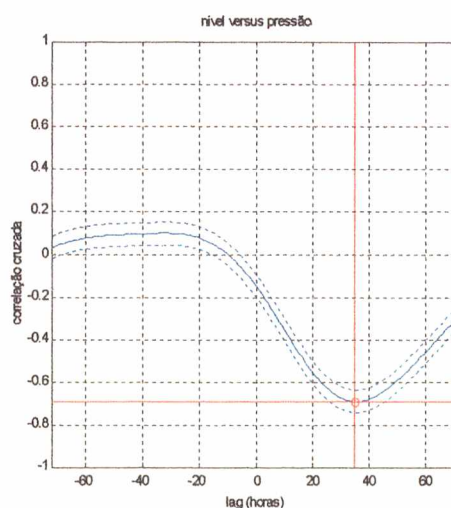


Figura 4.5 Correlação cruzada  $\rho_{p\eta}(k)$  entre pressão e nível com limites de confiança.

Quando  $k = 0$  tem-se a correlação instantânea entre as duas variáveis, e o valor de -0,14 indica a pouca consistência da relação linear. A máxima correlação de -0,64

com  $k = 38$  aponta à uma resposta inversa do nível do mar ao efeito da pressão após aproximadamente um dia e meio.

Em correlações cruzadas com  $k$  próximo a zero ou de poucas horas, espera-se encontrar um valor relativo ao efeito barômetro invertido, que deve ser aproximadamente de  $-1$  cm/mbar. Porém, o valor encontrado de  $-0,14$  é bastante inferior ao valor teórico apesar de também apresentar uma relação inversa. O atraso temporal de  $1 \frac{1}{2}$  dia na resposta do oceano não corresponde à atuação da forçante pressão através de seu efeito estático. Este efeito aproximadamente instantâneo sobre o oceano não pode ser identificado devido à sobreposição de algum outro fenômeno, ou então não atua nos registros de nível analisado.

Pugh (1987) e Thompson (1981) sugerem que a interação entre a forçante pressão atmosférica e o vento, quando significativa na região de estudo, altera o nível do mar e dificulta a atuação do efeito estático. Um exemplo para a região sul é a associação com ventos característicos dos episódios das frentes frias.

#### **4.4 Considerações finais**

Em contraposição à direção de aproximadamente  $40^\circ\text{N}$  da interação entre o vento (ou tensão do vento) e a pressão atmosférica, foi encontrada uma direção próxima ao norte maximizando a relação entre o vento e tensão do vento e o nível do mar costeiro. As duas relações são representativas de fenômenos de escalas diferentes: a primeira indica a direção de propagação dos sistemas frontais em escala regional, e a segunda aponta ao fenômeno de Ekman relacionado à configuração local da linha de costa.

Além de se ter uma relação física direta entre a pressão e o vento, bem como entre a tensão superficial do vento e o nível, é interessante definir uma só variável ligada ao vento, ou ele mesmo ou a tensão devida a sua atuação. A similaridade dos resultados obtidos nas correlações cruzadas entre o vento ou a tensão com as outras variáveis, e o fato de que o nosso enfoque está nos efeitos sobre o nível do mar,



decidiu-se pelo uso da tensão do vento como segunda variável independente nos modelos de regressão linear multivariados. As variáveis de estudo para as análises subsequentes serão então a tensão do vento, a pressão atmosférica e a série de maré meteorológica.

Uma análise mais atenta das Figuras 4.2b e 4.5 permite identificar um padrão de evolução entre as variações da pressão, da tensão do vento, e do nível do mar. Isto é, as variações da pressão atmosférica antecedem as mudanças no padrão de ventos, que respondem às variações da pressão com um atraso de aproximadamente 16 horas, e que logo atuam sobre a maré meteorológica com uma resposta desta última após 10 horas. Estas interações entre pressão e tensão do vento, e a atuação destes efeitos sobre a maré meteorológica, demonstram bem o que acontece na sucessão entre um sistema de alta e baixa pressão atmosférica.

Podemos imaginar que o padrão de ventos e pressão atmosférica observados num ponto da costa de SC é o resultado da passagem de sucessivos sistemas de alta (A) e baixa (B) pressão que se deslocam de W para E na atmosfera como ilustrado na Figura 4.6. Admitindo que o escoamento se processe em regime (quase) geostrófico, no qual a Força do Gradiente Horizontal da Pressão (FGHP) está equilibrada pela Força de Coriolis (FC), a relação entre o vento e a pressão atmosférica é aquela mostrada na figura.

A situação meteorológica mais duradoura é a atuação do sistema de alta pressão (Anticiclone do Atlântico Sul), representado pela letra A na figura, com ventos provenientes do quadrante N. Com a aproximação da frente fria (letra B), a pressão começa a baixar e os ventos predominantes mudam para o quadrante S.

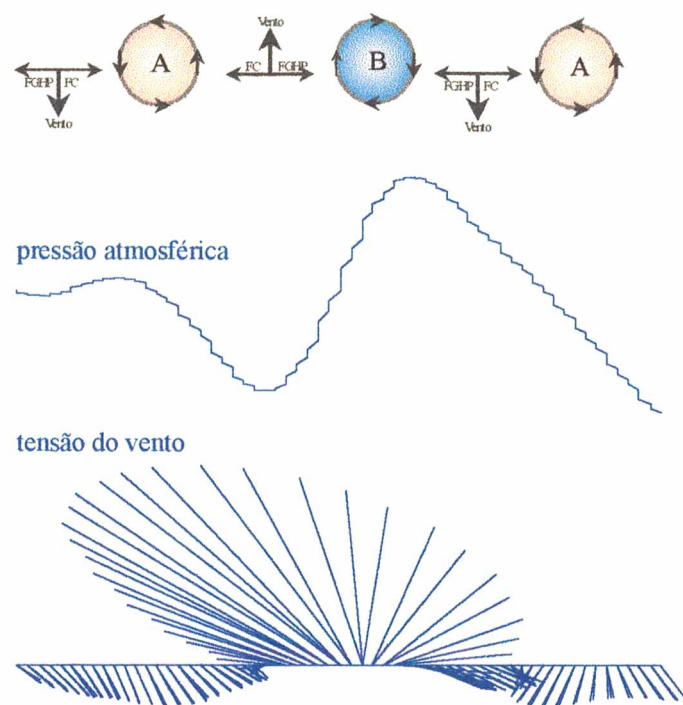


Figura 4.6 Esquema proposto para explicar as relações entre as variáveis meteorológicas, pressão atmosférica e vento.

Assim, segundo o esquema proposto, o sistema de alta pressão promove ventos provenientes do quadrante norte defasado de algumas horas em relação à variação da pressão. Algum tempo após o início do vento, com este rotacionando sua direção em sentido anti-horário, ocorre a resposta da maré aos efeitos do vento, devendo ter sua altura diminuída.

Entre o sistema de alta pressão disposta sobre o Atlântico Sul e a entrada da frente fria, proveniente do Pólo Sul e gerado pelo Anticiclone Móvel Polar, normalmente há um período de aproximadamente uma semana, onde os ventos voltam a soprar do quadrante norte.

Quando começa a atuação do sistema frontal, o vento sofre uma rotação de nordeste passando para noroeste e fixando-se em sudoeste. Os resultados da correlação cruzada podem evidenciar este padrão. Ocorre uma defasagem de aproximadamente 16 horas entre a queda constante da pressão e a tensão do vento de direção de  $37^{\circ}\text{N}$ , com a diferença de que agora este vento longitudinal é de direção aproximadamente sudoeste, pois a componente positiva é o sul e estas variáveis estão correlacionadas



inversamente. A tensão do vento passa a atuar de uma direção aproximadamente 12 °N, e após 10 horas ocorre uma resposta da maré meteorológica, com aumento de sua altura.

A alteração da maré se deve ao fato de que a orientação da plataforma continental sul tem uma direção norte-nordeste (Figura 1.2), e os ventos mais suscetíveis de provocar alterações no nível d'água possuem direção aproximadamente paralela à linha de costa. Caracteristicamente, há uma grande pista para a atuação do vento sobre a superfície oceânica, e o efeito de Coriolis torna-se bastante significativo neste processo. Com os ventos do quadrante sul associados com a frente fria, estes induzirão uma corrente com uma componente paralela à costa, e a Força de Coriolis atuará no sentido de provocar um desvio no movimento do fluido para a esquerda. A Força de Coriolis exige um gradiente de pressão hidrostática que a contrabalance, causando um aumento da elevação do nível provocado pela corrente perpendicular ao vento (Gill, 1982). Neste caso, os eventos de subida do nível provocadas pelo Mecanismo de Ekman, principalmente quando coincidente com marés de sizígias, podem provocar eventos extremos de maré meteorológica.

O esquema corrobora com a teoria conhecida. Quando estes sistemas atmosférico passam sobre áreas oceânicas, os gradientes horizontais da pressão atmosférica e as tensões do vento associados com estes sistemas induzem oscilações do nível d'água que devem estar defasadas temporalmente na sua resposta à estas forçantes, já que existe uma inércia do movimento na água.

Os resultados obtidos com os coeficientes de correlação cruzada e o esquema meteorológico podem ser vistos para o mês de novembro de 1996 (Figura 4.7). Percebe-se a relação entre as variáveis pressão atmosférica, tensão do vento e maré meteorológica, com o atraso temporal entre cada fenômeno e seu respectivo efeito no nível do mar. Vários eventos podem ser identificados que demonstram os resultados e o esquema proposto. Nos dias 03 e 04, 10 e 11, 17 e 18, e 24 e 25 de novembro a pressão atmosférica desce gradualmente devido à entrada de sistemas frontais, ventos

do quadrante norte rodam e após algum tempo se estabelece o sul, com o nível do mar elevando-se em 20 à 50 cm sua altura.

Na Figura 4.8 é mostrado a entrada de uma frente fria para o período de 10 e 11 de novembro. O centro de baixa pressão está sob o oceano, movimentando-se gradualmente sobre o continente com uma direção  $45^\circ$  no respeito ao N. Um centro de alta mantém-se sobre o continente, porém a Alta do Atlântico Sul se desloca mais para a parte oriental do oceano. No próximo dia já se observa o domínio do centro de alta sobre o continente, e uma outra frente se propagando em direção a região de estudo. Nestes dias e nos períodos entre os dias 5 e 7, e entre 27 e 30 de novembro, após a passagem de sistemas de frentes frias, segue-se o restabelecimento do sistema de alta pressão, com rotação do vento para o quadrante norte, e conseqüente diminuição do nível do mar (Figura 4.7).

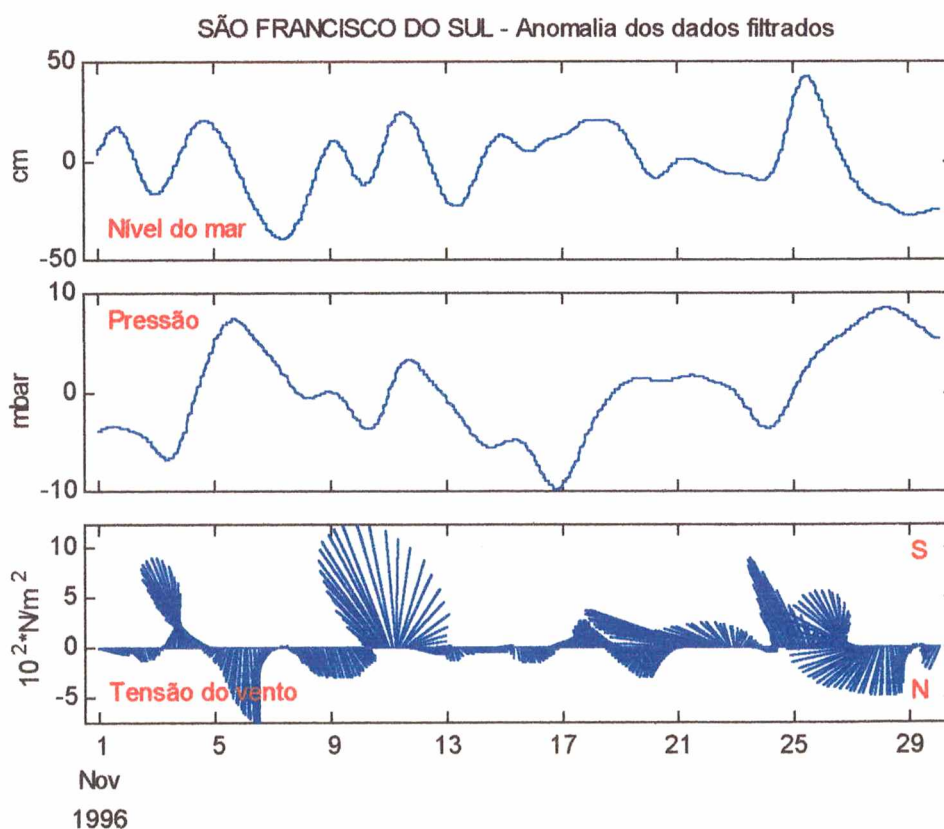


Figura 4.7 Componente meteorológica de nível, pressão atmosférica e tensão do vento para novembro de 1996.

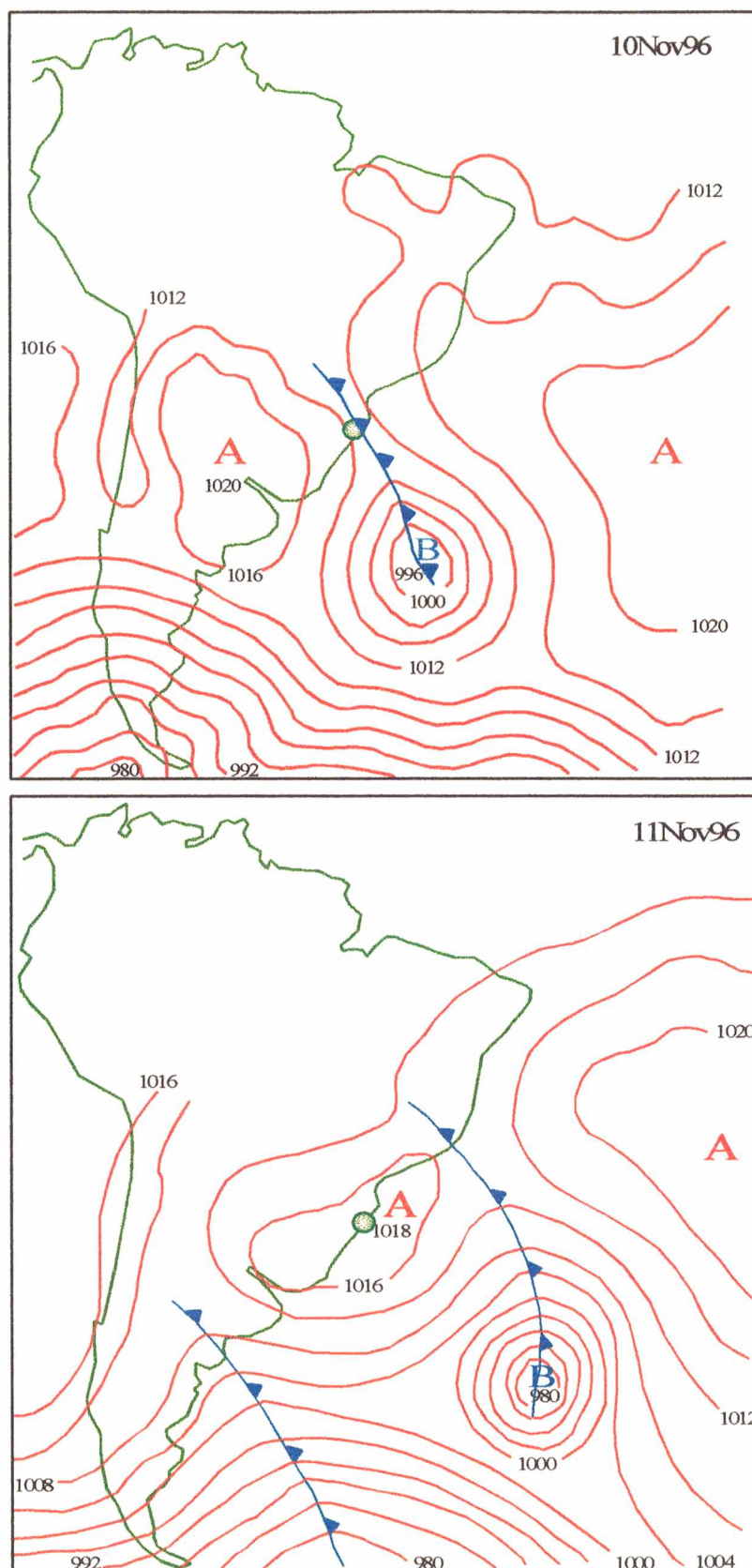


Figura 4.8: Carta sinótica de pressão atmosférica superficial no Atlântico Sul, entre os dias 10 e 11 de novembro de 1996 (DHN, 1996).



## CAPÍTULO V

### REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA NO DOMÍNIO DO TEMPO

No Capítulo anterior foram avaliadas relações diretas entre as variáveis em estudo através da função correlação cruzada. Da análise resultou que as duas forçantes, pressão e tensão do vento, além de ser significativamente correlacionadas com o nível, são em parte proporcionais entre si. Este resultado era esperado, sabendo-se que variações na faixa meteorológica das duas variáveis climáticas estão ligadas com a passagem periódica das frentes frias. Avaliando-se somente as relações diretas com o nível corre-se o risco de atribuir à uma das forçantes uma contribuição que, na realidade, é somente consequência da sua relação linear com a outra, porque a função correlação não oferece a possibilidade de se determinar separadamente o efeito da tensão do vento e da pressão atmosférica sobre o nível médio do mar.

Para se identificar o efeito somente da tensão do vento ou da pressão, pode-se avaliar os coeficientes da correlação cruzada parcial, ou em alternativa, utilizar uma ferramenta mais flexível como os modelos de regressão linear múltipla (Garrett & Toulany, 1982; Tsimplis, 1995; Tsimplis & Spencer, 1997).

O modelo mais simples que pode ser considerado é aquele sem defasagem, que procura relações lineares instantâneas entre a variável dependente e as variáveis independentes:

$$\hat{y}(t) = \beta_1 \cdot x_1(t) + \beta_2 \cdot x_2(t) + \dots + \beta_m \cdot x_m(t) \quad (5.1)$$

O melhor modelo será aquele que minimizar o erro quadrático médio da regressão  $e^2$ , ou alternativamente, que maximizar a sua variância explicada  $R^2$ , que corresponderá à uma particular escolha dos coeficientes de regressão  $\beta_i$ :

$$\min_{\{\beta\}} e^2 = \min_{\{\beta\}} \overline{(y(t) - \hat{y}(t))^2} \quad \text{ou} \quad \max_{\{\beta\}} R^2 = \max_{\{\beta\}} \left( 1 - e^2 / \sigma_x^2 \right) \quad (5.2)$$

onde  $\sigma_x^2$  representa a variância da variável dependente.



Naturalmente, o erro quadrático médio é função também do número de variáveis independentes utilizadas no modelo, e o acréscimo de uma variável de entrada deverá sempre ser justificado pela independência suficiente das outras e de um significativo aumento da variância explicada.

Modelos instantâneos tem como limitação fundamental o fato de desconsiderar os atrasos na resposta da variável dependente, que estão quase sempre presentes na natureza devido às forças de atrito e à inércia. É útil, portanto, utilizar modelos com defasagem:

$$\hat{y}_k(t) = \beta_1 \cdot x_1(t - k_1) + \beta_2 \cdot x_2(t - k_2) + \dots + \beta_m \cdot x_m(t - k_m) \quad (5.3)$$

onde a minimização do erro quadrático deve ser feita sobre o domínio de definição dos coeficientes de regressão,  $\beta$ , e das defasagens,  $k$ :

$$\min_{\{\beta, k\}} e^2 = \min_{\{\beta, k\}} \overline{(y(t) - \hat{y}_k(t))^2} \quad \text{ou} \quad \max_{\{\beta, k\}} R^2 = \max_{\{\beta, k\}} \left( 1 - e^2 / \sigma_x^2 \right) \quad (5.4)$$

No nosso caso, o domínio de definição dos coeficientes  $\beta$  é o eixo dos reais, entretanto  $k$  tem um domínio discreto. Como estamos interessados em componentes de período no mínimo de 55 horas (Capítulo III), foi considerado um intervalo de variação de  $k$  entre -72 e 72 horas.

A metodologia utilizada representa uma extensão do que foi feito por Garrett & Toulany (1982) e Tsimplis (1995), e pode ser resumida em:

1. escolha da classe de modelos definindo as variáveis independentes: fixam-se  $m$  e  $x_1, x_2, \dots, x_m$ ;
2. procura dos coeficientes de regressão para cada escolha possível do vetor de atrasos  $\mathbf{k} = [k_1, k_2, \dots, k_m]$  que maximizem a variância explicada: encontra-se o modelo representado pelo vetor dos coeficientes  $\beta(\mathbf{k})$  tal que  $R_{\max}^2(\mathbf{k}) = \max_{\{\beta\}} R^2(\mathbf{k}) = \max_{\{\beta\}} \left( 1 - e^2(\mathbf{k}) / \sigma_x^2 \right)$  onde  $e^2(\mathbf{k}) = \overline{(y(t) - \hat{y}_k(t))^2}$ ;
3. procura entre todos os modelos encontrados aquele com máxima variância explicada.

## 5.1 Modelos sem defasagem temporal

Para explicar as flutuações de baixa frequência da maré com respeito às forçantes meteorológicas locais, primeiro foi utilizado o modelo instantâneo de regressão com inclusão somente das componentes da tensão do vento, transversal  $\tau_x$ , e longitudinal  $\tau_y$ , sem considerar o efeito da pressão atmosférica  $p_a$ .

Na Tabela 5.1 são mostrados os resultados obtidos com este modelo (equação 5.5). A variância explicada representa somente 22% da variabilidade original da componente meteorológica do nível do mar, com uma maior contribuição da tensão longitudinal.

Equações dos modelos de regressão linear	r	R <sup>2</sup>	Equação
$\hat{\eta}(t) = -0.1 \cdot \tau_x(t) + 2.4 \cdot \tau_y(t)$	0,47	0,22	(5.5)
$\hat{\eta}(t) = -0.8 \cdot \tau_x(t) + 2.1 \cdot \tau_y(t) - 1.0 \cdot p_a(t)$	0,47	0,22	(5.6)
$\hat{\eta}(t) = -0.4 \cdot \tau_x(t) + 2.3 \cdot \tau_y(t) - 0.5 \cdot p_a(t)$	0,49	0,24	(5.7)

Tabela 5.1 Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k = 0$ ).

Incluindo o efeito estático da pressão no modelo (equação 5.6), ou seja impondo um coeficiente de regressão igual a -1 para a variável independente pressão, obtêm-se exatamente o mesmo valor de  $R^2 = 0,22$ . Estes resultados indicam que o efeito direto e estático da pressão é insignificante, não alterando a relação encontrada entre o nível e as tensões do vento.

Um resultado pouco melhor, com  $R^2 = 0,24$ , é encontrado deixando o modelo (equação 5.7) escolher o valor da relação estática entre pressão e nível. A forçante atmosférica que está mais relacionada instantaneamente às variações do nível do mar



continua sendo a tensão do vento longitudinal, seguida da pressão, apresentando uma relação inversa menor que a isostática.

Estes resultados reforçam a idéia de que as forçantes pressão atmosférica e tensão do vento devem ser consideradas juntas na avaliação das oscilações do nível do mar de baixa frequência, ou em períodos de 3 à 15 dias. Também é observado que estes modelos de regressão linear tornam-se pobres em avaliar estas relações, pois não consideram as defasagens temporais k.

## 5.2 Modelos com defasagem temporal

Novamente, de acordo com o modelo que propõe explicar as oscilações do nível do mar somente com a forçante da tensão do vento (equação 5.8), na Tabela 5.2 observa-se que esta forçante consegue explicar 27% da variabilidade original das oscilações. A melhor relação encontrada entre tensão do vento e maré indica uma resposta do nível com atraso de 10 horas à tensão do vento. Na Tabela é indicada a direção  $\theta$  da tensão que maximiza a variância explicada, como pode-se verificar o atraso (10 horas) e a direção (12 °N) correspondem ao encontrado maximizando a correlação cruzada entre nível e tensão do vento no Item 4.2 do Capítulo IV. No Anexo A.5 é demonstrada a equivalência destas análises.

Equações dos modelos de regressão linear	r	R <sup>2</sup>	Direção	Equação
			$\theta = \tan^{-1}(b_2/b_1)$	
$\hat{\eta}(t) = 0.6 \cdot \tau_x(t - 10) + 2.8 \cdot \tau_y(t - 10)$	0,52	0,27	12 °N	(5.8)
$\hat{\eta}(t) = 0.2 \cdot \tau_x(t - 12) + 3.0 \cdot \tau_y(t - 12) - 10 \cdot p_a(t)$	0,56	0,32	3 °N	(5.9)

Tabela 5.2 Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k \neq 0$ ).

A maior importância da componente longitudinal da tensão nas variações do nível costeiro era esperada já que, pelo mecanismo de transporte de Ekman, esta componente atua com maior efeito sobre o nível do mar (Gill, 1982; Pugh, 1987),

ocorrendo um rebaixamento do nível com ventos do quadrante norte e elevação do nível com ventos proveniente de sul (Paiva, 1993; Castro & Lee, 1995; Möller Jr., 1996).

A segunda equação (5.9) da Tabela 5.2 procura explicar os efeitos da tensão do vento sobre as ONM, excluindo-se o efeito estático da pressão atmosférica sobre a maré. Os resultados são parecidos com aqueles do caso anterior: a variância explicada permanece da mesma ordem de grandeza (32%), indicando uma direção de 3°N de máxima atuação da tensão, e um atraso na resposta do nível de 12 horas.

O modelo foi estendido a uma resposta não estática do nível às variações da tensão do vento, e da pressão atmosférica com uma formulação do tipo:

$$\hat{\eta}(t) = \beta_{\tau_x} \cdot \tau_x (t - k_{\tau}) + \beta_{\tau_y} \cdot \tau_y (t - k_{\tau}) + \beta_p \cdot p_a (t - k_p) \quad (5.10)$$

Na Figura 5.1a é mostrada a variância explicada por este tipo de modelo para valores das defasagens da tensão do vento,  $k_{\tau}$ , e da pressão,  $k_p$ , entre -72 e 72 horas. O pico onde se observa o melhor  $R^2$ , em torno de 0,56, foi obtido com a série da tensão do vento defasada temporalmente em 6 horas em relação à maré, e a série da pressão atmosférica defasada em 37 horas em relação à maré.

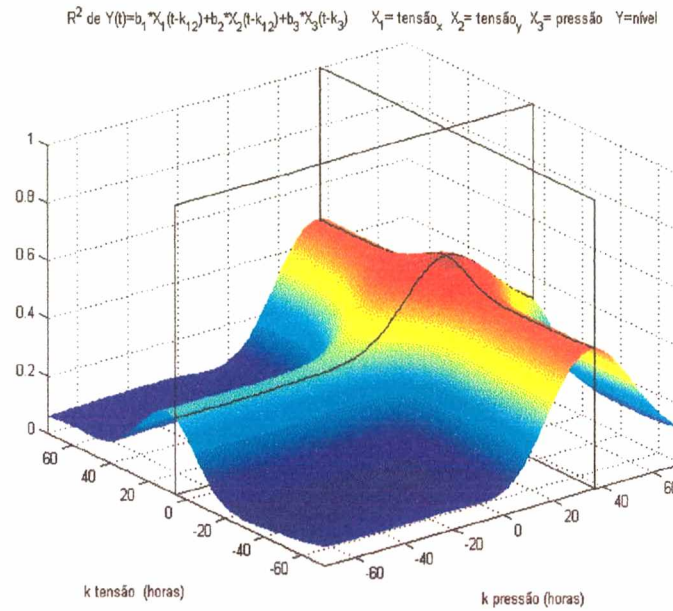
Na Figura 5.1b é identificado com maior evidencia a estreita dependência das capacidades de estimação do modelo em função das defasagens demonstrado por  $R^2(\mathbf{k})$ . Muito da variância do nível é devido ao termo somente da pressão atmosférica com um coeficiente de regressão padronizado de -0,58, seguida do vento longitudinal de 0,31. Novamente, as direções predominantes são dos quadrantes sul-norte.

Para verificar a possibilidade de uma dupla ação da pressão sobre o nível, estaticamente de um lado, e dinamicamente do outro, foi acrescentado ao modelo da equação 5.10 um último termo impondo o barômetro invertido:

$$\hat{\eta}(t) = \beta_{\tau_x} \cdot \tau_x (t - k_{\tau}) + \beta_{\tau_y} \cdot \tau_y (t - k_{\tau}) + \beta_p \cdot p_a (t - k_p) - p_a(t) \quad (5.11)$$



a)



b)

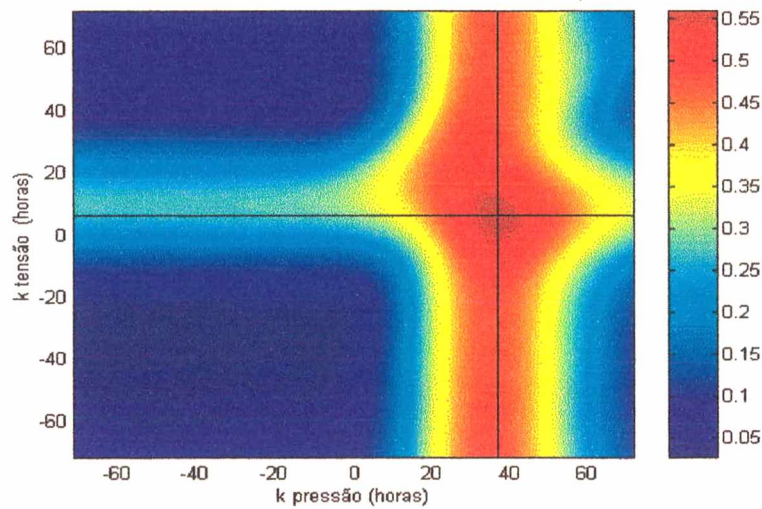
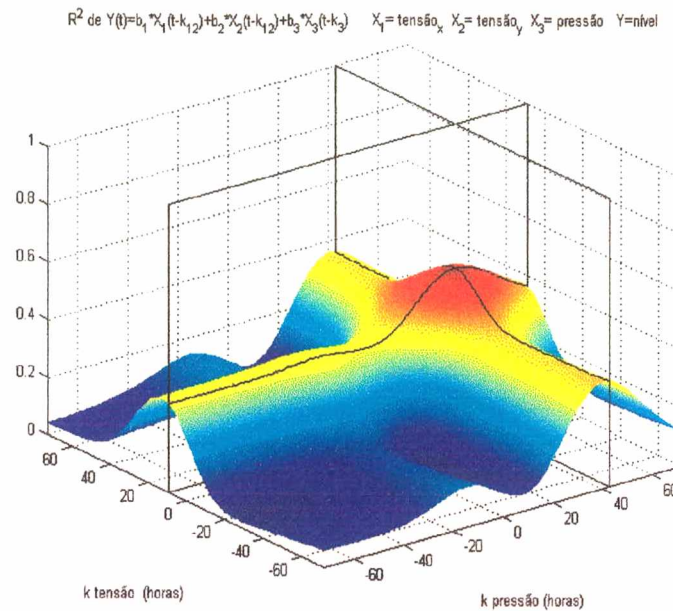


Figura 5.1 a) Variância explicada em função das defasagens temporais  $k_\tau$  e  $k_p$  dos modelos de regressão linear múltipla  $\hat{\eta}(t) = \beta_{rx} \cdot \tau_x(t - k_r) + \beta_{ry} \cdot \tau_y(t - k_r) + \beta_p \cdot p_a(t - k_p)$ ; b) vista superior da figura (a).

As Figuras 5.2a,b mostram a variância explicada por este tipo de modelo. Uma comparação direta com as Figuras 5.1a,b mostra claramente que, em geral, a imposição do barômetro invertido diminui as capacidades de previsão da regressão linear múltipla. O valor máximo de  $R^2$  resulta em torno de 0,50, sendo ainda mais influenciado das defasagens, e diminuindo rapidamente fora da escolha *ótima* de  $k_\tau = -9, k_p = -43$ .

a)



b)  $\hat{Y}(t) = b_1 \cdot X_1(t-k_1) + b_2 \cdot X_2(t-k_2) + b_3 \cdot X_3(t-k_3)$   $X_1 = \text{tensão}_x$   $X_2 = \text{tensão}_y$   $X_3 = \text{pressão}$   $Y = \text{nível}$

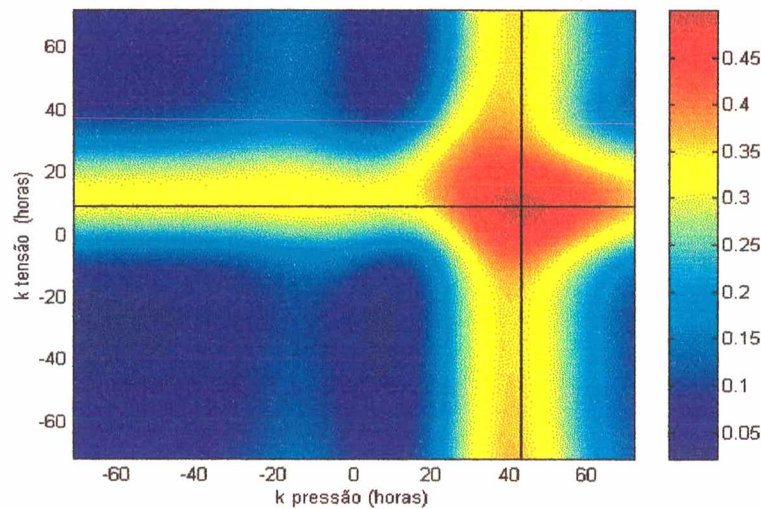


Figura 5.2 a) Variância explicada em função das defasagens temporais  $k_\tau$  e  $k_p$  dos modelos de regressão linear múlt.  $\hat{\eta}(t) = \beta_{rx} \cdot \tau_x(t - k_r) + \beta_{ry} \cdot \tau_y(t - k_r) + \beta_p \cdot p_a(t - k_p) - p_a(t)$ ;  
b) vista superior da figura (a).

Como resultado da comparação entre estes dois tipos de modelos obtemos que o efeito isostático teórico não é consistente com as observações de maré meteorológica para o período de estudo.

Foi considerada então a possibilidade de um efeito quase-estático da pressão, podendo a resposta do nível, teoricamente instantânea, demorar algumas horas para



verificar-se devido à inércia da massa d'água e ao atrito. O modelo utilizado nesse caso considera uma dupla influência da pressão, deixando em um caso variar a sua defasagem com o nível,  $k_{p0}$ , até 18 horas, e no outro,  $k_p$ , entre 18 e 48 horas.

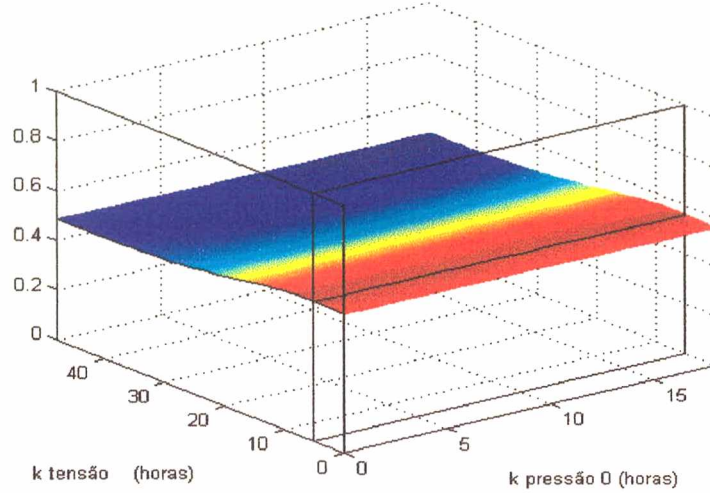
As Figuras 5.3a,b,c ilustram a variância explicada deste último caso, e na Tabela 5.3 são comparados os resultados obtidos com os três modelos de regressão linear múltipla.

Equações dos modelos de regressão linear	r	R <sup>2</sup>	Direção $\theta = \tan^{-1}(b_2/b_1)$	Equação
$\hat{\eta}(t) = -0.0 \cdot \tau_x(t-6) + 1.6 \cdot \tau_y(t-6) - 1.9 \cdot p_a(t-37)$	0,75	0,56	-1 °N	(5.12)
$\hat{\eta}(t) = -0.3 \cdot \tau_x(t-9) + 2.0 \cdot \tau_y(t-9) - 1.5 \cdot p_a(t-43) - 1.0 \cdot p_a(t)$	0,71	0,50	-8 °N	(5.13)
$\hat{\eta}(t) = 0.1 \cdot \tau_x(t-5) + 1.6 \cdot \tau_y(t-5) - 2.0 \cdot p_a(t-36) + 0.0 \cdot p_a(t)$	0,75	0,56	0 °N	(5.14)

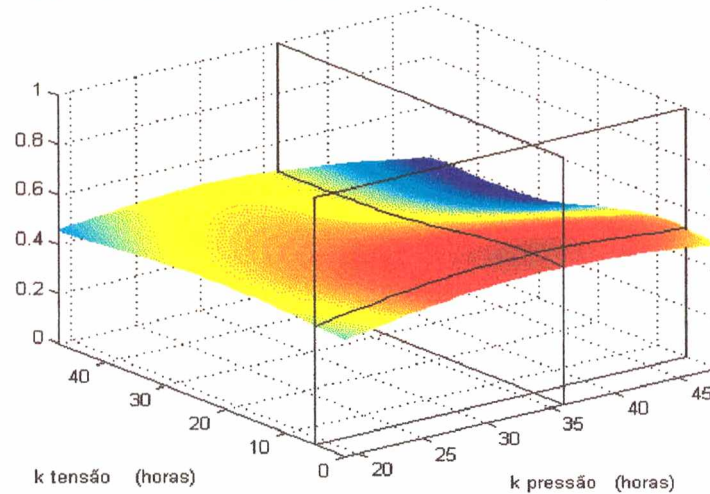
Tabela 5.3 Regressão linear da maré meteorológica e as variáveis atmosféricas ( $k \neq 0$ ).

Como é fácil observar, a tensão transversal em todos os casos possui menor influência sobre as oscilações do nível do mar. A tensão mostra, com a direção de máxima resposta sempre perto dos 0°N, um maior controle sobre a maré meteorológica através da sua componente longitudinal. A forçante meteorológica que parece dominar as relações com o nível do mar é a pressão atmosférica através de seus efeitos dinâmicos, sendo que, a relação estática da pressão sobre o nível não é significativa. Para se verificar isto, é útil comparar os resultados obtidos desconsiderando o efeito estático (equação 5.12) com o caso da equação (5.14), onde o modelo encontra um coeficiente de regressão nulo ao efeito instantâneo.

a)  $\hat{y}_1(t-k_{12})+b_2 \cdot X_2(t-k_{12})+b_3 \cdot X_3(t-k_{3a})+b_4 \cdot X_3(t-k_{3b})$   $X_1 = \text{tensão}_x$   $X_2 = \text{tensão}_y$   $X_3 = \text{pressão O}$   $X_4 =$



b)  $\hat{y}_1(t-k_{12})+b_2 \cdot X_2(t-k_{12})+b_3 \cdot X_3(t-k_{3a})+b_4 \cdot X_3(t-k_{3b})$   $X_1 = \text{tensão}_x$   $X_2 = \text{tensão}_y$   $X_3 = \text{pressão O}$   $X_4 =$



c)  $\hat{y}_1(t-k_{12})+b_2 \cdot X_2(t-k_{12})+b_3 \cdot X_3(t-k_{3a})+b_4 \cdot X_3(t-k_{3b})$   $X_1 = \text{tensão}_x$   $X_2 = \text{tensão}_y$   $X_3 = \text{pressão O}$   $X_4 =$

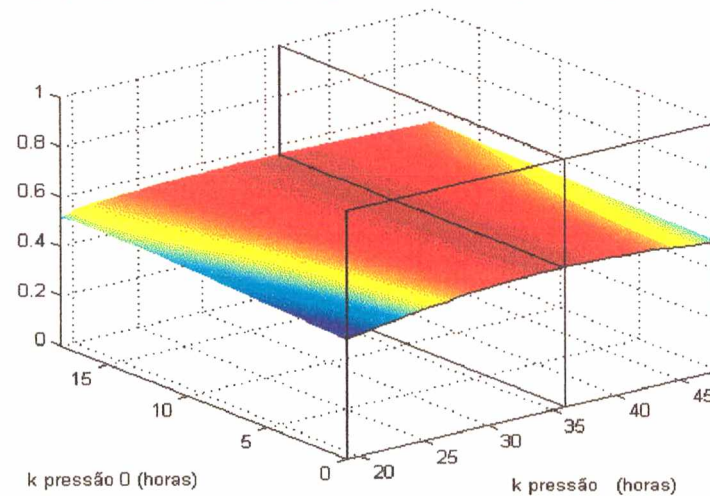


Figura 5.3 Variância explicada dos modelos de regressão linear múltiplo  $\hat{\eta}(t) = \beta_{rx} \cdot \tau_x(t-k_r) + \beta_{ry} \cdot \tau_y(t-k_r) + \beta_p \cdot p_a(t-k_p) + \beta_{p0} \cdot p_a(t-k_{p0})$  em função das defasagens temporais: a)  $k_r$  e  $k_{p0}$ ; b)  $k_r$  e  $k_p$ ; c)  $k_{p0}$  e  $k_p$ .



A Tabela 5.3 parece indicar que não tem sentido considerarmos o efeito barômetro invertido nos registros de maré meteorológica para o período de estudo, podendo não ser, porém, deste modo para outros períodos do ano. Nos assegura ainda que uma resposta isostática pode ser desprezível pois diminui a variância explicada da regressão linear, sendo as principais forçantes que explicam a variabilidade das oscilações do nível: a pressão atmosférica com 60%, através de seu efeito dinâmico, e a tensão do vento longitudinal, com 30%.

Na Figura 5.4 é mostrada a componente meteorológica do nível do mar junto com a reconstrução feita pelo modelo de regressão linear múltiplo da equação (5.12). A previsão mostra a concordância dos dados, conseguindo representar a maioria dos eventos de maré excepcional (Capítulo III), marcados com círculos vermelhos na figura. As discrepâncias mais evidentes parecem estar ligadas a fenômenos de geração não local, não sendo relacionados com as forçantes meteorológicas medidas em São Francisco do Sul, e apresentando um típico padrão de onda amortecida.

Para a demonstração da influência local foi escolhido o período de 11 à 19 de outubro (Figura 5.5a) onde o modelo reproduz otimamente bem a subida do nível, apresentando um  $R^2 = 0,95$ . Nestes dias ocorre também um evento onde a combinação entre a maré astronômica e meteorológica resulta em oscilações maiores que 80 cm (Figura 5.4).

Na Figura 5.5b pode ser observado a pressão atmosférica em queda constante devido a progressão do sistema de baixa pressão sobre Santa Catarina. A partir da observação do quadro climatológico próximo aos dias 13 e 14, podemos avaliar as características da influência meteorológica local. Na Figura 5.6 são mostradas as cartas sinóticas para os dias 13, 14 e 15 de outubro demonstrando a escala espacial do distúrbio atmosférico. A tensão do vento sopra fracamente com variação da sua direção de nordeste para noroeste, ocasionando uma elevação constante do nível do mar a partir de valores negativos de maré (-25 cm).

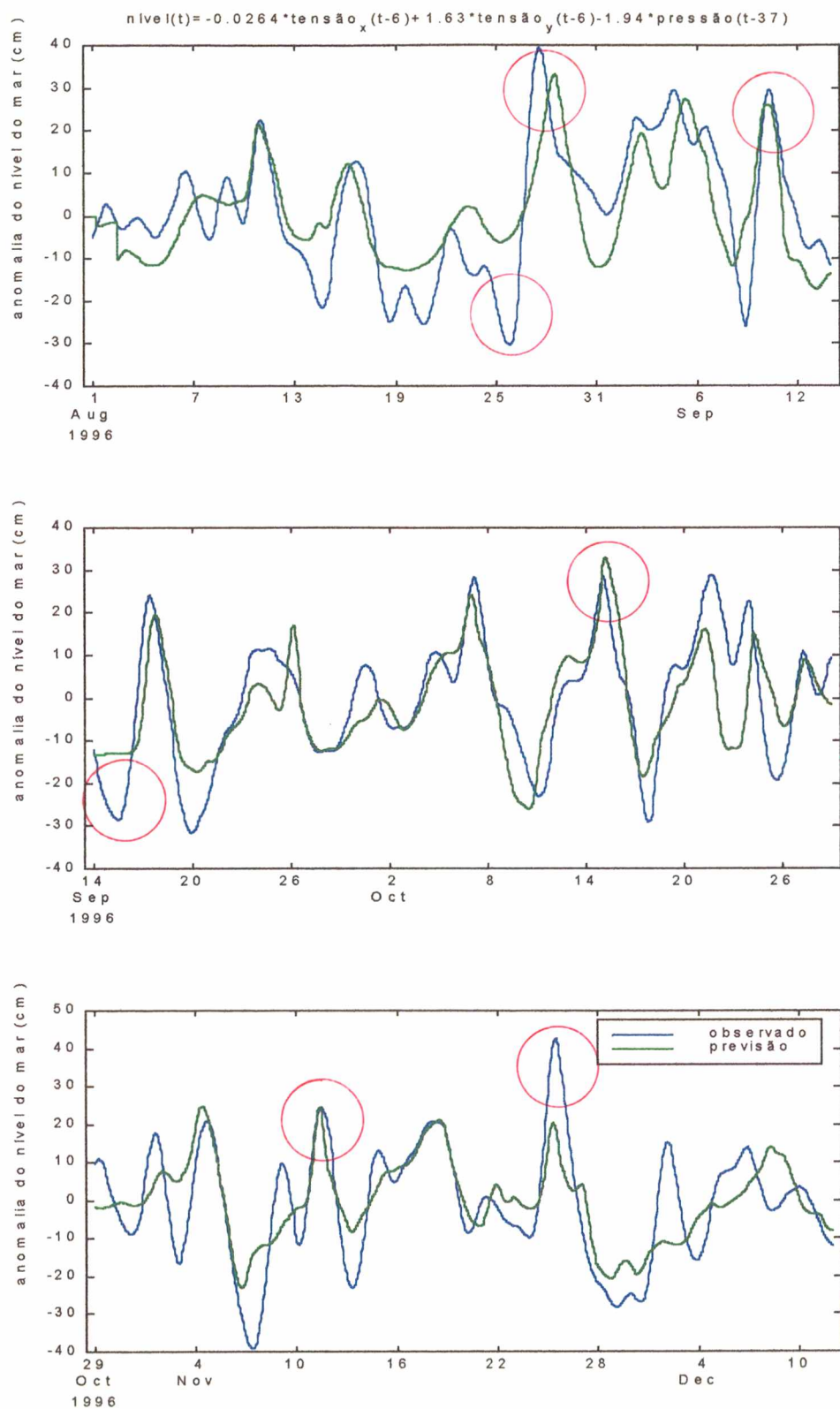


Figura 5.4 Maré meteorológica filtrada, em azul, e estimada pelo modelo da eq.5.12, em verde. São marcados eventos de maré maiores que 80 cm (ver Capítulo III).

O valor mais baixo da pressão atmosférica ocorre no dia 14, produzindo uma intensificação na subida do nível do mar, passando de aproximadamente 5 cm para 30 cm. Nos dias 14 à 16 observam-se as maiores variações da tensão do vento, inicialmente de sudoeste, passando para sul e sudeste com valores maiores na intensidade. Podemos avaliar a contribuição de cada forçante nesta oscilação (Figura 5.5c): no início do período, a pressão atmosférica responde pela maior parte da oscilação, a tensão do vento longitudinal atua instantaneamente resultando na subida do nível, porém a contribuição da pressão se intensifica na porção final da oscilação.

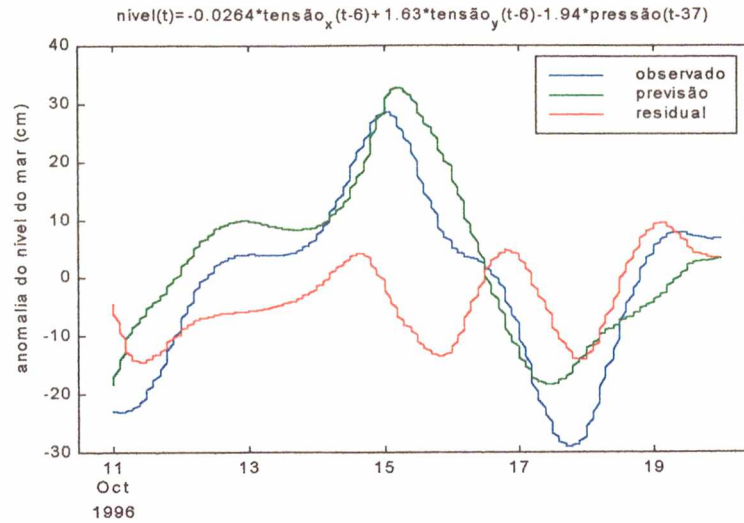
No final do período o sistema semi-fixo de alta pressão passa a determinar a meteorologia em toda região sul-sudeste do Brasil, com os ventos novamente retornando a sua direção mais frequente. A influência da pressão e ventos promove então o rebaixamento do nível do mar.

Inicialmente, podemos concluir que em São Francisco do Sul uma fração importante das flutuações de baixa frequência no nível do mar é devido às variações na meteorologia local. Pelos cálculos do modelo de regressão linear múltiplo podemos concluir que mais da metade (56%) da variância da maré meteorológica pode ser atribuída à uma resposta linear à meteorologia local, i.e., pelos efeitos combinados da pressão atmosférica, através de seu efeito dinâmico, e da tensão do vento longitudinal, através do Mecanismo de Ekman.

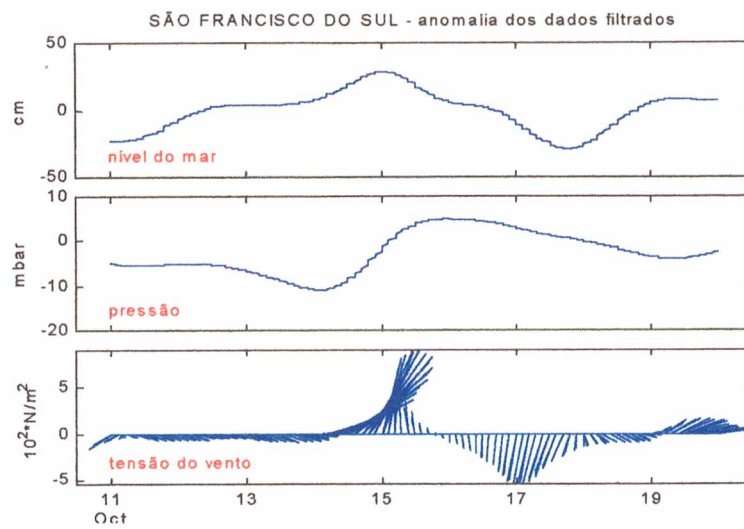
Podemos supor que aproximadamente 40% da variância do nível do mar em São Francisco do Sul é incoerente com as forçantes atmosféricas locais, podendo ser resultado de outros processos que não os produzidos localmente.



a)



b)



c)

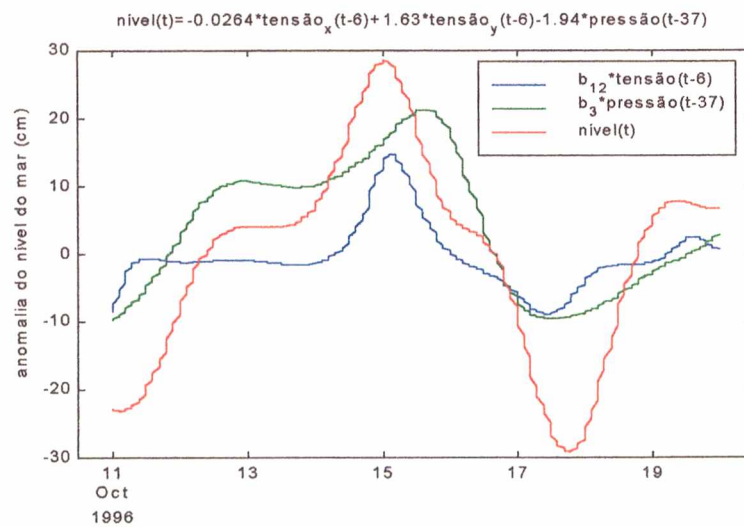


Figura 5.5 Previsão do nível com o modelo da eq.5.12: dias 11 à 19 de outubro de 96 (Para explicação ver o texto).

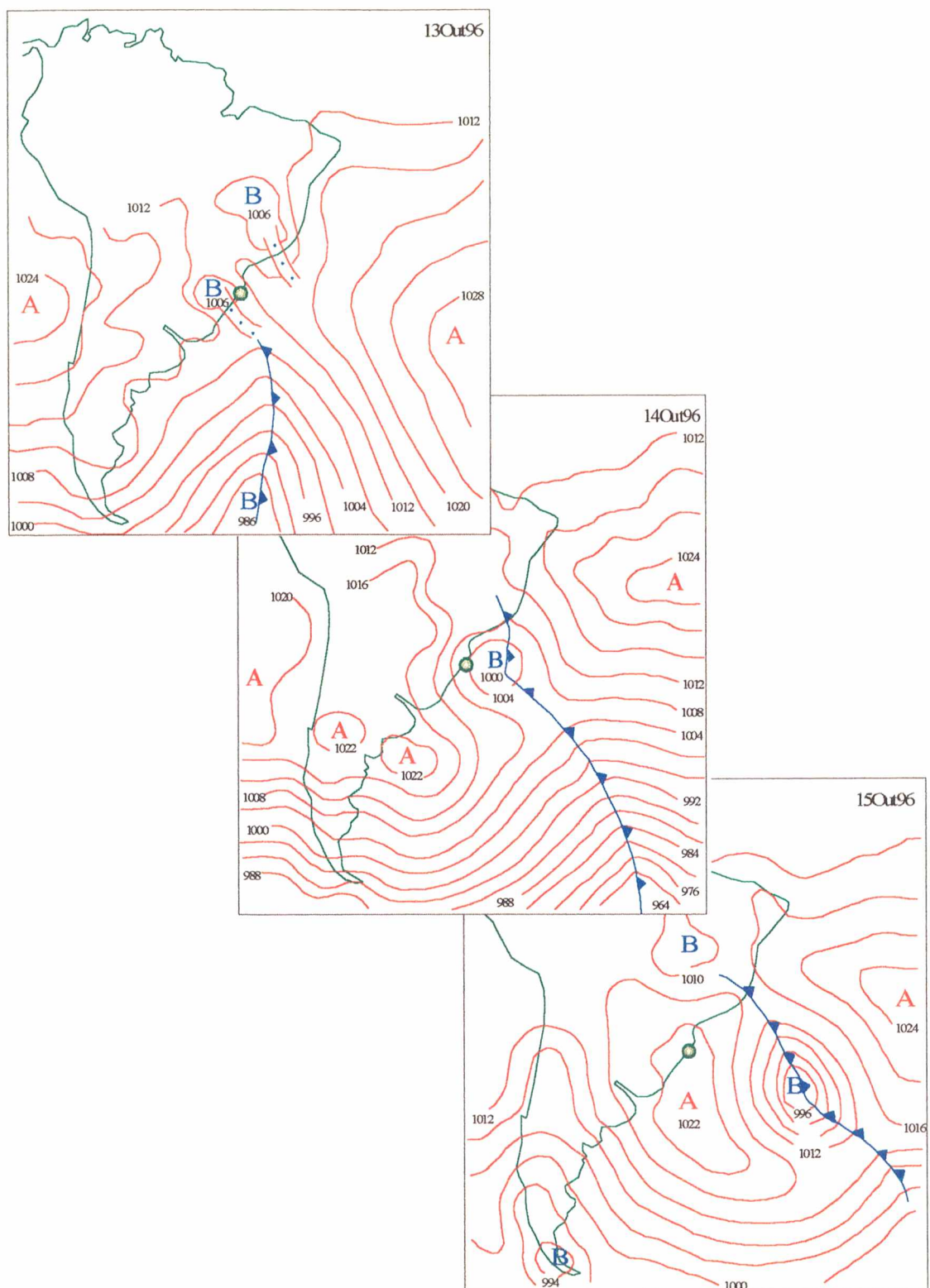


Figura 5.6 Cartas sinóticas para os dias 13, 14 e 15 de outubro, mostrando a progressão do sistema de frente fria (DHN,1996).

### 5.3 Resposta da maré meteorológica à tensão do vento longitudinal

Os cálculos anteriores resultantes da análise de diversos modelos de regressão linear múltipla no domínio do tempo determinaram a percentagem da variância da maré meteorológica que pode ser atribuída linearmente à pressão atmosférica e, em segundo lugar, à tensão do vento longitudinal, demonstrando a insignificante contribuição da tensão do vento transversal.

O coeficiente de regressão resultante com a tensão longitudinal é de  $1,6 \text{ cm}/(10^2 \cdot \text{N/m}^2)$  em média, que corresponde à uma subida do nível com a atuação de um vento Sul e uma descida devido à um vento Norte. Porém, o método não consegue diferenciar uma resposta do mar à tensões de sentido oposto, nem distinguir eventuais diferenças na sua resposta às tensões de intensidade diferente. Para examinar a magnitude e a simetria da resposta do nível do mar à tensão do vento longitudinal ao longo da direção de  $0^\circ\text{N}$ , foram seguidos alguns procedimentos analíticos descritos em Noble & Butman (1979).

Primeiro foram classificados os valores da componente longitudinal da tensão do vento (no caso a própria componente  $y$ ) de acordo com a intensidade, calculando-se também a duração média característica de cada classe. Para estas respectivas classes foram computados os valores médios de maré meteorológica, prevista pelo termo da forçante tensão do vento do modelo de regressão. Esses valores de resposta média foram então graficados em função da magnitude da tensão do vento.

Pela curva resultante na Figura 5.7 podemos observar uma simetria na resposta do nível às tensões de sentido oposto mas de mesma intensidade, ou seja, um vento Sul de uma certa intensidade provoca um aumento do nível costeiro de igual magnitude do abaixamento provocado de um vento Norte da mesma intensidade. Além disso, a independência da resposta do nível à intensidade da tensão mostra que o coeficiente de regressão encontrado não é só representativo de uma proporcionalidade média entre as duas variáveis.



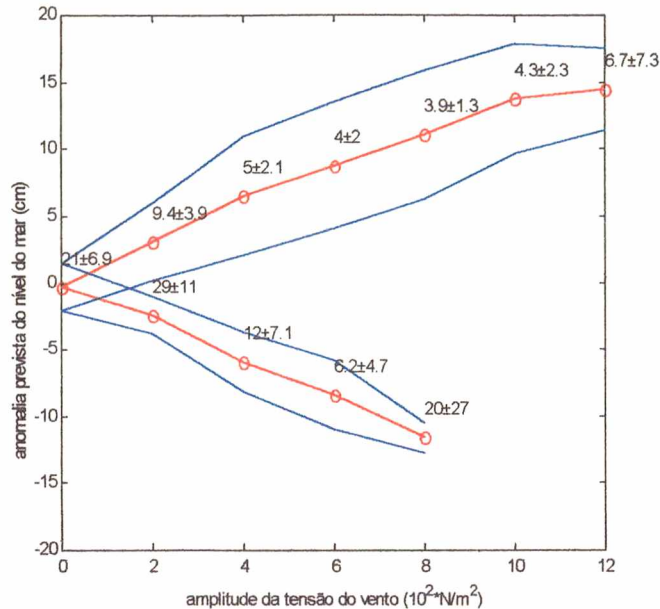


Figura 5.7 Resposta estimada do nível do mar como função da tensão do vento longitudinal sul (positiva) e norte (negativa). É indicado no gráfico o número médio de horas de atuação do vento.

Se considerarmos que caracteristicamente as intensidade da tensão do vento Sul são bastante elevadas, em torno de  $8(10^2 \text{ N/m}^2)$ , a atuação desta tensão durante aproximadamente 1 hora promove uma elevação de maré de 13 cm, enquanto que um vento de Norte, com intensidades da tensão caracteristicamente menores, e da ordem de  $2-4(10^2 \text{ N/m}^2)$ , para produzir um rebaixamento da maré da mesma amplitude deve soprar para um período de tempo de duas à quatro vezes superior.

Na Figura 5.7 são indicadas também as durações médias da atuação de vento para cada classe de intensidade de tensão. Nota-se que ventos de Norte de baixa intensidade tem durações médias em torno de um dia, entretanto ventos de Sul de maior intensidade continuam soprando em torno de 5 horas. Lembrando-se da distribuição dos ventos em função de direção e intensidade (Figura 3.4), pode-se concluir que o vento de maior atuação é o vento Sul, e portanto o modelo de regressão consegue representar muito melhor subidas do nível como consequência da sua atuação, do que descidas devido à ventos mais fracos de Norte. A comprovação deste fato pode ser verificada na Figura 5.5, onde o modelo consegue reconstruir melhor períodos com vento Sul soprando (dias 13 à 15 de outubro) que períodos caracterizados de ventos Norte de menor intensidade (dias 16 à 18 de outubro).

## CAPÍTULO VI

### REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA NO DOMÍNIO DA FREQUÊNCIA

No Capítulo V foram utilizados modelos de regressão linear de complexidade crescente para avaliar a influência dos fatores meteorológicos locais sobre as oscilações do nível do mar em São Francisco do Sul. A pouca importância verificada da componente transversal da tensão do vento sobre o nível concorda com o encontrado em vários trabalhos (Paiva, 1993; Marone & Camargo, 1994; Castro & Lee, 1995; Möller Jr., 1996), porém a falta de relação estática entre pressão e nível foi um resultado um pouco surpreendente. Surgiu a idéia de que isto pudesse ser consequência da metodologia utilizada, que desconsidera a estrutura de frequência das variáveis consideradas.

Com este intuito, é possível estender os modelos de regressão linear múltipla ao domínio da frequência (Garret & Toulany, 1981; Tsimplis, 1995; Tsimplis & Spencer, 1997), procurando uma relação linear entre a componente de frequência  $\omega$  do nível,  $\eta(\omega)$ , e as componentes de frequência correspondente às variáveis independentes, tensões do vento,  $T_x(\omega)$ ,  $T_y(\omega)$  e pressão,  $P_a(\omega)$ :

$$\begin{aligned} \eta(\omega) = & B_{tx}(\omega) \cdot T_x(\omega) + B_{ty}(\omega) \cdot T_y(\omega) + B_p(\omega) \cdot P_a(\omega) \\ & + \text{variabilidade incoerente com } T_x, T_y, P_a \end{aligned} \quad (6.1)$$

Os coeficientes  $B_{tx}, B_{ty}, B_p$  são agora funções complexas dependentes da frequência, com amplitudes e fases que representam a magnitude e a defasagem temporal entre a resposta do nível do mar e a respectiva forçante meteorológica, sendo determinados para cada frequência  $\omega$  como a solução do sistema de equações lineares:

$$\begin{aligned} \Phi_{tx,tx} \cdot B_{tx} + \Phi_{tx,ty} \cdot B_{ty} + \Phi_{tx,p} \cdot B_p &= \Phi_{tx,\eta} \\ \Phi_{ty,tx} \cdot B_{tx} + \Phi_{ty,ty} \cdot B_{ty} + \Phi_{ty,p} \cdot B_p &= \Phi_{ty,\eta} \\ \Phi_{p,tx} \cdot B_{tx} + \Phi_{p,ty} \cdot B_{ty} + \Phi_{p,p} \cdot B_p &= \Phi_{p,\eta} \end{aligned} \quad (6.2)$$

onde  $\Phi_{x,y}(\omega)$  é o espectro cruzado entre as variáveis  $x$  e  $y$ .

Multiplicando todos os termos da equação 6.1 pelo complexo conjugado (indicado para cada variável com  $^*$ ) obtém-se:

$$\begin{aligned} \eta\eta^* = & B_{tx}B_{tx}^* \cdot T_x T_x^* + B_{ty}B_{ty}^* \cdot T_y T_y^* + B_pB_p^* \cdot P_a P_a^* \\ & + \left( B_{tx}B_{ty}^* \cdot T_x T_y^* + B_{tx}^*B_{ty} \cdot T_x^*T_y \right) \\ & + \left( B_{tx}B_p^* \cdot T_x P_a^* + B_{tx}^*B_p \cdot T_x^*P_a \right) \\ & + \left( B_{ty}B_p^* \cdot T_y P_a^* + B_{ty}^*B_p \cdot T_y^*P_a \right) \\ & + \text{variância residual} \end{aligned} \quad (6.3)$$

Dividindo ambos os lados da equação 6.3 por  $\eta\eta^*$  e multiplicando por 100, têm-se uma estimativa da percentagem de variância explicada de cada um dos fatores da equação 6.3.

Uma descrição completa da teoria da análise espectral multivariada vai além do interesse desse trabalho, e, portanto, recomenda-se uma consulta à literatura especializada para maiores detalhes (ver por exemplo Wei, 1994). Porém, quando necessário, serão lembradas algumas definições úteis para uma melhor compreensão do texto.

Nas análises no domínio da frequência foi usado o mesmo período de medições das análises no domínio do tempo, de 01 de Agosto até 12 de Dezembro de 1996. Como o interesse deste trabalho não está nas variações de periodicidades menores que um dia, os dados horários das componentes meteorológicas obtidas com o filtro de Lanczos (Capítulo III) foram reamostrados a cada 12 horas, através de uma filtragem posterior.

Na Tabela 6.1 é mostrada a análise de variância realizada para se verificar se este procedimento alterava de algum modo a decomposição da série. Como resultado observa-se que a variância da série de nível não muda significativamente e a componente meteorológica da maré torna-se mais evidente, passando de 21,7% (Tabela 3.4) para 22,6%.



Analogamente, na Tabela 6.2 são mostradas as variâncias das séries reamostradas de pressão atmosférica e das componentes transversal, x, e longitudinal, y, do vento. Obtém-se aproximadamente os mesmos valores de variâncias das séries filtradas (Tabelas 3.5 e 3.6), indicando que não há perda de energia na reamostragem.

Nível do mar	Variância	(%)
<b>Total</b>	1290,8	100,0
<b>Alta frequência</b>	977,1	75,7
<b>Baixa frequência</b>	291,7	22,6
<b>Tendência</b>	21,9	1,7

Tabela 6.1 Análise de variância das diferentes componentes da série filtrada e reamostrada a cada 12 hs da maré meteorológica.

	Pressão Atmosférica		Vento y		Vento x	
	Variância	%	Variância	%	Variância	%
<b>Total</b>	30,6	100,0	10,2	100,0	6,8	100,0
<b>Alta frequência</b>	0,5	1,6	4,1	39,7	3,3	48,9
<b>Baixa frequência</b>	21,2	69,2	5,6	55,3	2,9	42,7
<b>Tendência</b>	8,9	29,5	0,5	5,0	0,6	8,4

Tabela 6.2 Análise de variância das diferentes componentes das séries filtradas e reamostradas a cada 12 hs de pressão atmosférica, e vento y e x.

As variáveis independentes utilizadas no modelo de regressão no domínio da frequência são as tensões do vento transversal e longitudinal e a pressão atmosférica, adiantadas em 6 e 37 horas com respeito à série de maré meteorológica, respectivamente. O adiantamento das séries é uma medida necessária para permitir uma correta estimativa dos espectros cruzados, a diferença de fase introduzida foi corrigida nos resultados finais.

Na estimativa de todos os espectros utilizou-se o método de sobreposição e soma de Welch (Wei, 1994), que consiste em dividir o registro original em blocos, estimar o espectro para cada bloco, e enfim, promediar os resultados. O método

permite uma sobreposição parcial de blocos consecuentes, o que garante um melhor controle das características de alisamento da estimativa (Anexo A.6). Os resultados computados foram gerados em rotinas estatísticas desenvolvidas por Davide Franco em Matlab 5.1.

Os registros de 263 dados foram portanto divididos em 6 blocos de 23 dias (46 dados) com uma sobreposição de 2 dias (4 dados), resultando em 12 graus de liberdade, ou seja 21 frequências independentes, e com uma resolução em frequência de 0,023 cpd.

O maior período de uma oscilação observável nos espectros é, portanto, de 23 dias, e o menor é de 1 dia, deste modo pode-se cobrir toda a faixa meteorológica de interesse, entre 3 e 15 dias.

Nos parágrafos a seguir serão apresentados e comentados:

- 6.1) os espectros das variáveis em estudo  $\Phi_{\eta,\eta}, \Phi_{\tau x, \tau x}, \Phi_{\tau y, \tau y}, \Phi_{p,p}$ , os espectros cruzados entre as forçantes e o nível  $\Phi_{\tau x, \eta}, \Phi_{\tau y, \eta}, \Phi_{p, \eta}$  e entre as variáveis independentes  $\Phi_{\tau x, p}, \Phi_{\tau y, p}$  e  $\Phi_{\tau x, \tau y}$ ;
- 6.2) os coeficientes  $B_{\tau x}, B_{\tau y}, B_p$  do modelo de regressão linear múltipla na frequência;
- 6.3) as percentagem de variância explicada dos mais importantes fatores da equação 6.3.

## 6.1 Espectros das variáveis em estudo

A densidade espectral de potência, ou espectro  $\Phi_{x,x}(\omega)$ , de uma variável representa uma decomposição da sua variância na frequência. Picos no espectro numa frequência  $\omega$  indicam uma dominância de fenômenos que acontecem com periodicidade  $P = 2\pi/\omega$ .



A principal feição revelada pelos espectros de densidade de potência das variáveis em estudo (Figura 6.1 a,b,c,d), é a concentração de energia nas periodicidades entre 5 à 10 dias, decrescendo em períodos maiores que 10 dias e também em alta frequência ( $< 5$  dias). Este pico é bastante evidente e está presente na maré, pressão atmosférica e tensão do vento longitudinal  $y$ . Um segundo pico de concentração de energia em períodos próximos à 3 e 4 dias aparece nos espectros destas variáveis. O espectro da tensão do vento transversal  $x$  é praticamente constante na baixa frequência, mostrando um pico pouco evidente somente para períodos perto de três dias.

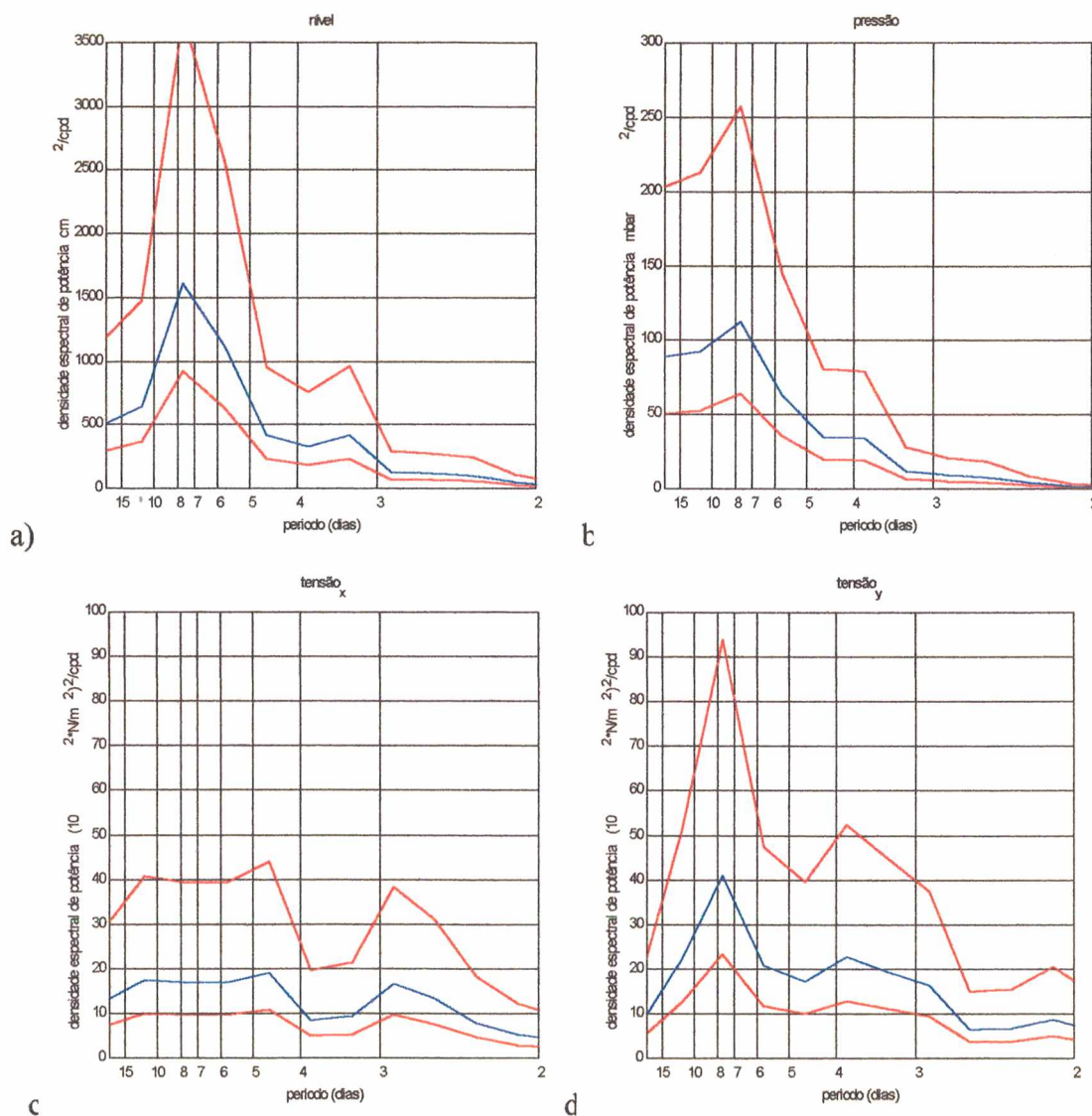


Figura 6.1 Densidade espectral de potência de: a) maré meteorológica; b) pressão atmosférica; c) tensão do vento transversal; d) tensão do vento longitudinal. Todos os espectros são calculados com 12 graus de liberdade.



Os espectro cruzado  $\Phi_{x,y}(\omega)$  entre duas variáveis, é uma função complexa e a sua representação necessita de duas componentes: ou a amplitude  $|\Phi_{x,y}(\omega)|$  e a fase  $\phi_{x,y}(\omega)$ , ou a parte real  $C_{x,y}(\omega)$  e a parte imaginária  $Q_{x,y}(\omega)$ .

No lugar da amplitude é mais útil, no nosso caso, utilizar a coerência ao quadrado, definida como:

$$K_{x,y}^2(\omega) = \frac{[\Phi_{x,y}(\omega)]^2}{\Phi_{x,x}(\omega) \cdot \Phi_{y,y}(\omega)} \quad (6.4)$$

que representa o quadrado do coeficiente de correlação entre a componente de frequência  $\omega$  de  $x_t$  e a componente da mesma frequência de  $y_t$ . A coerência ao quadrado possui valores variando de  $0 \leq K_{x,y}^2(\omega) \leq 1$ , sendo que valores de  $K_{x,y}^2(\omega)$  perto de 1 implicam numa alta correlação linear entre as componentes de frequência  $\omega$  das duas variáveis, entretanto, valores de  $K_{x,y}^2(\omega)$  perto de 0 significam falta de relação linear.

Antes de tentar quantificar relações lineares através do cálculo dos coeficientes do modelo de regressão é preciso verificar se tais relações lineares existem analisando, por exemplo, a coerência entre as variáveis de entrada no modelo e o nível do mar.

Nas Figura 6.2a,b,c são mostradas as coerências entre a maré meteorológica e as duas componentes da tensão do vento e a pressão. O nível demonstra estar pouco relacionado linearmente com a tensão do vento transversal (Figura 6.2a) em toda a faixa de frequências, mostrando  $K_{\alpha,\eta}^2$  com valores um pouco mais significativos somente nos fenômenos de período de 7-8 dias,  $K_{\alpha,\eta}^2 = 0,45$ , e de 3-4 dias  $K_{\alpha,\eta}^2 = 0,35$ . Diferentemente do caso da tensão longitudinal onde ocorre uma alta coerência com as oscilações do nível em períodos de 7-8 dias,  $K_{\beta,\eta}^2 > 0,70$ , e valores ainda significativos e maiores que 0,50 em toda a faixa de 5,5 à 10 dias (Figura 6.2b).

A maré e pressão atmosférica são nitidamente coerentes (Figura 6.2c) para fenômenos com período entre 5,8 e 8,5 dias, com valores maiores que 0,80, chegando a um valor máximo de 0,86 entre 7 e 8 dias. Apresentam coerência  $>0,50$  entre 4,5 e 15 dias, decaindo em altas frequências.

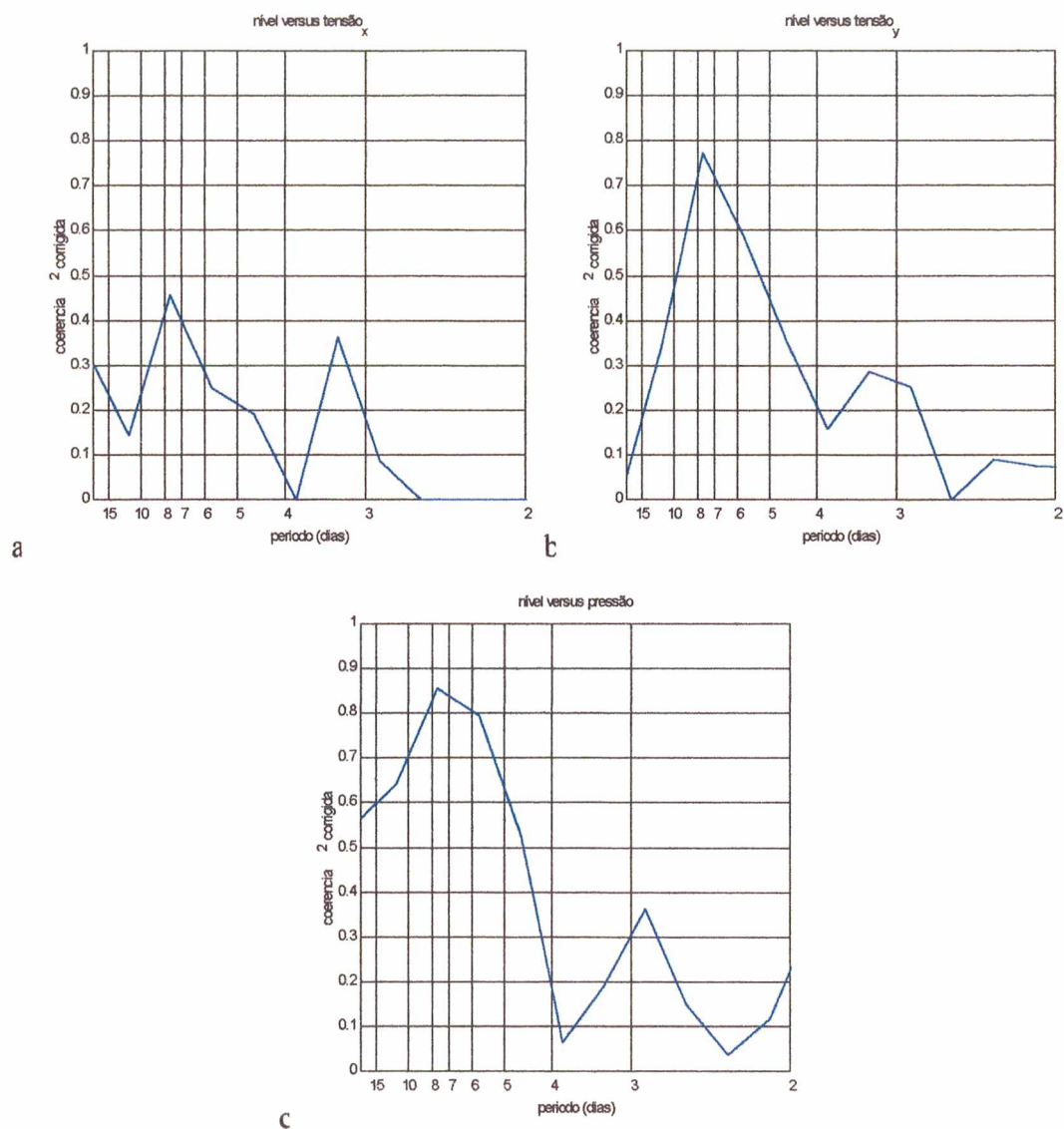


Figura 6.2 Coerência entre maré meteorológica e: a) tensão do vento transversal; b) tensão do vento longitudinal; c) pressão atmosférica (com 12 graus de liberdade).

Os valores significativos de coerência entre as oscilações da maré de período de 5,5 à 10 dias, e variações do mesmo período de tensão longitudinal e pressão, demonstram a existência de relações lineares entre estas variáveis nessa faixa de frequência. Resta verificar o quanto estas forçantes são independentes entre si, para

poder excluir a possibilidade de redundâncias nas variáveis de entrada do modelo de regressão múltipla.

Nas Figuras 6.3a,b,c são mostradas as coerências entre as variáveis meteorológicas. Pode-se observar a falta de linearidade entre as duas componentes da tensão do vento (Figura 6.3a); os dois picos somente são aparentes em frequências onde as duas tensões possuem pouca energia (ver Figura 6.1c,d). A componente transversal do vento apresenta também pouca coerência com a pressão (Figura 6.3b), mostrando um valor de  $K_{v,p}^2 \approx 0,45$  em torno de 7-8 dias.

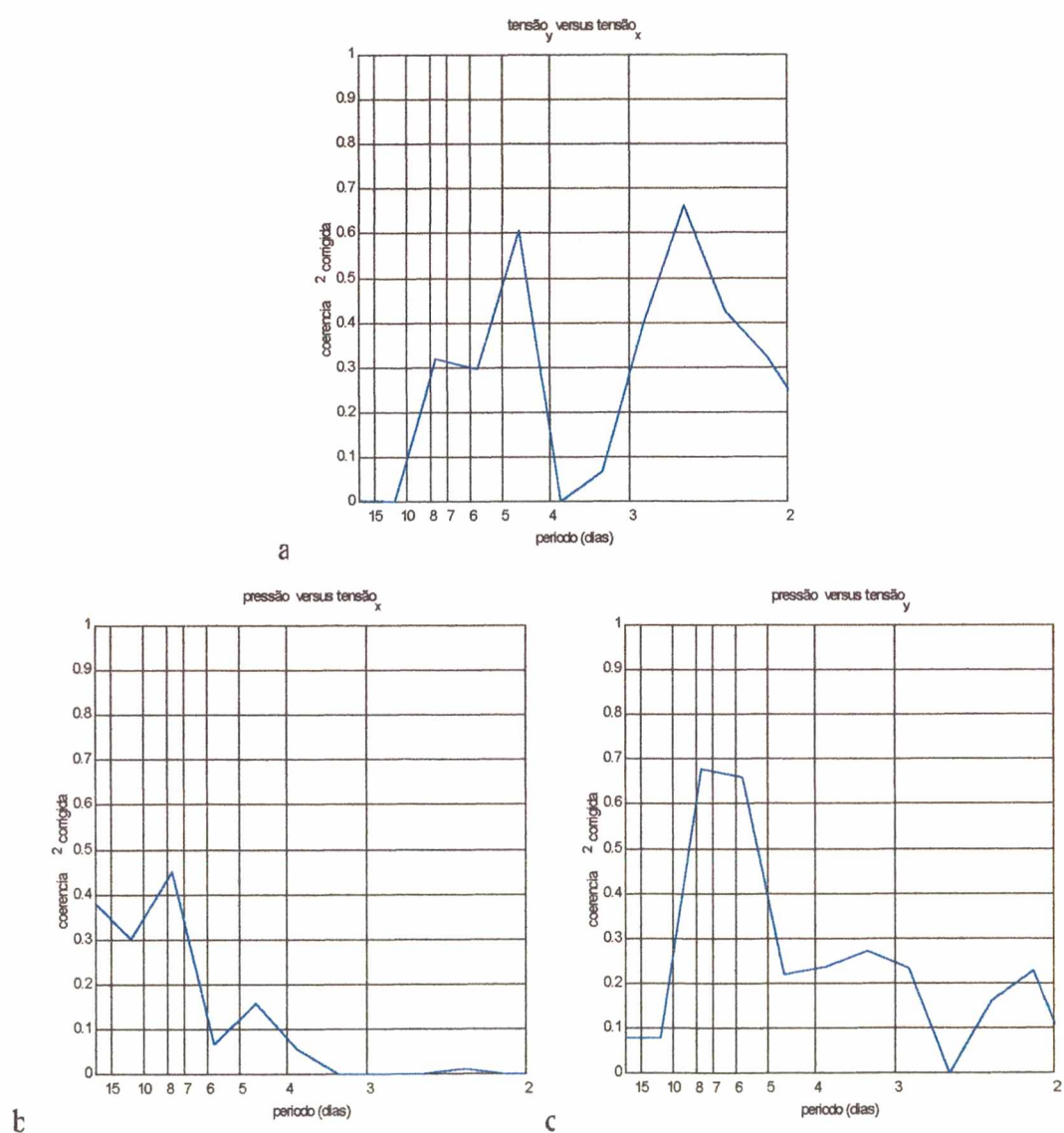


Figura 6.3 Coerência entre a) as duas componentes da tensão do vento; b) a pressão e a tensão transversal; c) a pressão e a tensão longitudinal (com 12 graus de liberdade).



A pressão atmosférica local é consideravelmente coerente com a componente longitudinal da tensão do vento (Figura 6.3c). Valores de coerência aproximadamente de 0,70 são encontrados na banda entre 5,7 à 7,8 dias, decaindo para 0,50 entre 5,5 e 9 dias. Em altas frequências estes valores diminuem significativamente não ultrapassando 0,30.

Uma breve consideração pode ser feita a partir dos resultados descritos. A principal característica espectral das forçantes atmosféricas locais, pressão e tensão do vento longitudinal, como da maré meteorológica, é a presença marcante da região de concentração de energia espectral na banda entre 6 à 9 dias. Nesta mesma banda as duas forçantes são notavelmente coerentes com as oscilações do nível, indicando a utilidade de um modelo linear. A tensão do vento transversal, além de apresentar um espectro alisado, indicando aleatoriedade em todas as frequências, demonstra incoerência com a maré meteorológica. Este resultado confirma o encontrado no Capítulo V onde as variações do nível não são influenciadas por ventos ortogonais à linha de costa.

A coerência entre a pressão e a tensão de vento longitudinal, explicável com a associação de ambas à passagem das frentes frias, indica a necessidade do uso de um modelo multivariado que consiga eliminar da relação linear de cada forçante com o nível a influência de outra forçante meteorológica, i.e. a interdependência das variáveis.

## 6.2 Amplitude e fase dos coeficientes do modelo de regressão

A solução do sistema 6.3 para cada frequência  $\omega$  permite encontrar os coeficiente de regressão do modelo multivariado na frequência da equação 6.1. Os coeficientes indicam a proporcionalidade entre cada forçante e a maré. É importante notar que os coeficientes  $B_{x_i}(\omega)$  são significativos somente onde existe uma relação linear entre variável independente  $x_i$  e dependente  $y$ , ou seja, onde a coerência  $K_{x_i,y}^2(\omega)$  assume valores próximos à 1. Os coeficientes  $B_{tx}(\omega), B_{ty}(\omega), B_p(\omega)$  são complexos e são representados usando amplitude e fase. A amplitude representa o

coeficiente de proporcionalidade entre variável de entrada e o nível, porém sendo um módulo não pode dar o sentido da relação. A fase é definida na origem em radianos, porém para melhorar a leitura dos gráficos pareceu mais interessante representá-la em percentagem do período. Um valor de 50%, correspondente à uma oposição de fase e implica numa relação inversa. Uma relação de proporcionalidade direta corresponde à uma fase 0.

### 6.2.1 Tensão do vento: $B_{tx}(\omega), B_{ty}(\omega)$

O coeficiente  $B_{tx}(\omega)$  é relativamente significativo somente em períodos entre 7-8 dias, onde uma tensão transversal de  $10^2 \text{ N/m}^2$  provocaria uma resposta do nível de aproximadamente 4 cm (Figura 6.4a). A Figura 6.4b mostra como a relação é direta, um vento com uma componente Oeste provocaria uma subida do nível costeiro em torno de 9 horas após a sua atuação, e uma componente Leste produziria uma descida.

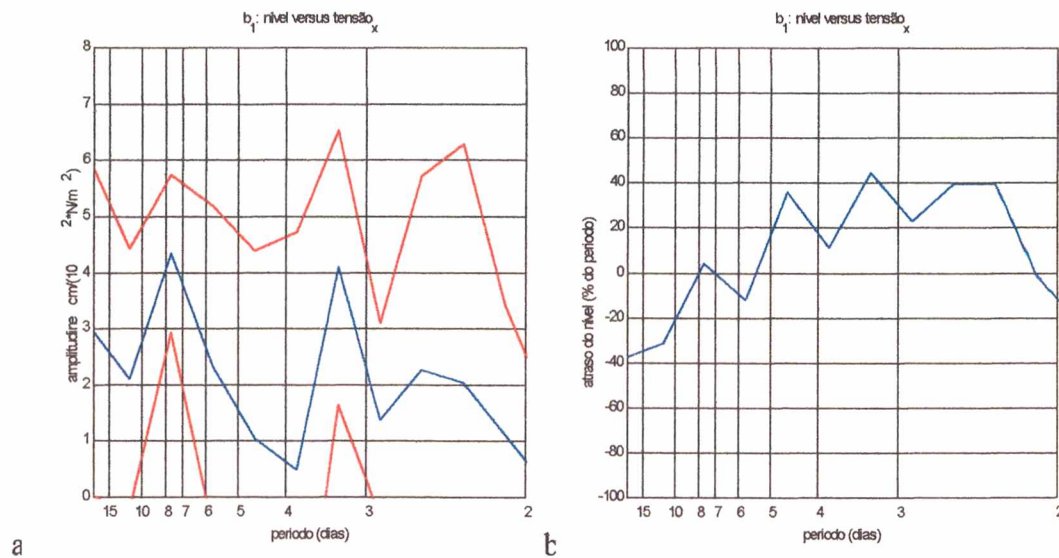


Figura 6.4 a) Amplitude e b) fase do coeficiente  $B_{tx}(\omega)$  computado para a forçante tensão do vento transversal do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95%.

Este resultado não deve ser interpretado isoladamente, mas considerando-se que uma componente Leste é associada preferencialmente à ventos do quadrante Norte, e uma componente Oeste à ventos de Sul, a variação do nível seria, portanto, consequência do mecanismo de transporte de Ekman. Porém, considerando-se a pouca

coerência entre as componentes da tensão (Figura 6.3a) nos períodos de 7-8 dias, e a baixa energia da componente transversal da tensão nesta faixa (Figura. 6.1c), é de se esperar que os efeitos reais da componente transversal da tensão sobre as variações do nível sejam muito limitados.

A relação linear entre tensão do vento longitudinal e nível é bem clara para variações com período de 7 à 10 dias (Figura 6.2b). O coeficiente  $B_{ty}(\omega)$  implica numa resposta de aproximadamente 3-4 centímetros para uma tensão de  $10^2 \text{ N/m}^2$  (Figura 6.5a). A fase na Figura 6.5b aponta uma subida da maré após 10-12 horas da atuação de um vento Sul, e um abaixamento quando da atuação de um vento de Norte. Mediando-se o coeficiente  $B_{ty}(\omega)$  obtém-se os valores já obtidos com o modelo de regressão múltipla no domínio do tempo, com uma amplitude de 1,6 e um retardo na resposta da maré de 6 horas.

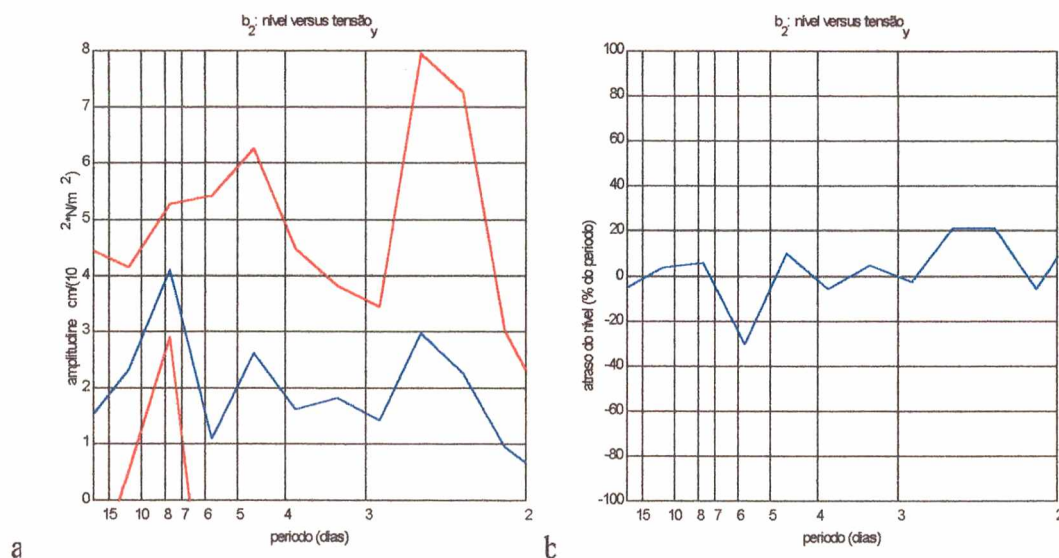


Figura 6.5 a) Amplitude e b) fase do coeficiente  $B_{ty}(\omega)$  computado para a forçante tensão do vento longitudinal do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95%.



### 6.2.2 Pressão atmosférica: $B_p(\omega)$

A amplitude e fase do coeficiente de regressão  $B_p(\omega)$  estimado para a forçante pressão atmosférica podem ser observadas na Figura 6.6. A hipótese de linearidade é verificada nos períodos de 9 à 5,5 dias (Figura 6.2c), onde o nível aumenta de 1,8 à 3,5 cm por mbar de diminuição da pressão atmosférica (Figura 6.6a). A relação entre nível e pressão é inversa, porém do espectro de fase obtêm-se um atraso do nível maior que 50% do período da variação, descontado isso, o atraso real entre forçante e nível está em torno de 27-35 horas (Figura 6.6b). Uma resposta estática é indicada somente para fenômenos com período perto de 10 dias.

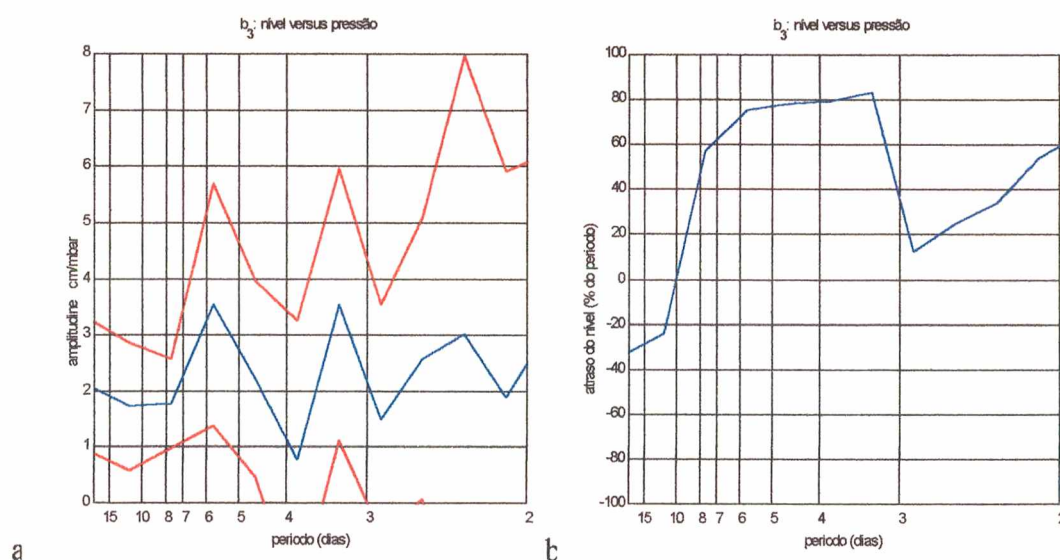


Figura 6.6 a) Amplitude e b) fase do coeficiente  $B_p(\omega)$  computado para a forçante pressão atmosférica do modelo de regressão. As linhas pontilhadas indicam limites de confiança de 95%.

Podemos considerar através destes resultados que a principal feição revelada nesta análise é a resposta não barométrica do nível do mar à pressão atmosférica, especialmente nos períodos entre 6 à 9 dias. O efeito estático produzido pela variação de 1 mb na pressão atmosférica sobre o oceano não se verifica no período de estudo, indicando que a variação de 1 mb gera, em sentido oposto, uma resposta sempre maior que 1 cm, e que se verifica somente depois de aproximadamente um dia e meio. Esse resultado vêm a confirmar os obtidos anteriormente, com o modelo de regressão no domínio do tempo (Capítulo V).

### 6.3 Variância explicada e residual

Uma vez obtidos os coeficientes  $B_{tx}(\omega)$ ,  $B_{ty}(\omega)$ ,  $B_p(\omega)$  pode-se reconstruir o espectro do nível a partir da equação 6.3, e avaliar a variância explicada e residual dos vários termos desta equação. Nos próximos resultados são mostrados os espectros de densidade de potência para as séries de maré meteorológica observada, estimada e residual. Também são indicadas as variâncias explicadas por cada variável de entrada, pressão atmosférica e tensão do vento longitudinal e transversal, as variâncias cruzadas explicadas pela combinação entre estas variáveis, e as variâncias residuais ou não coerentes com as séries atmosféricas locais ao longo de cada frequência.

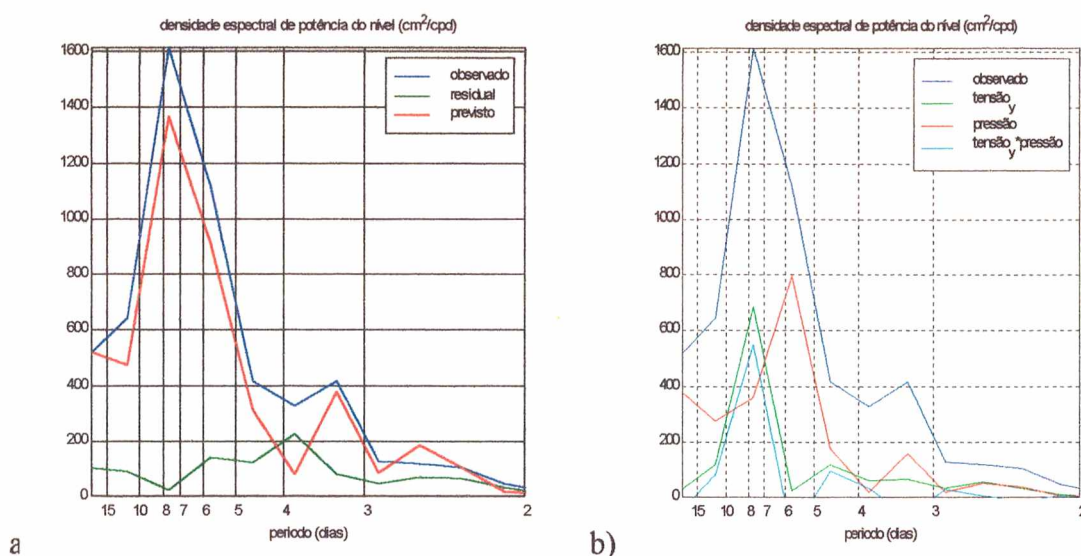


Figura 6.7 a) Espectros do nível observado, reconstruído com o modelo de regressão na frequência e residual; b) reconstrução espectral devido aos termos principais da equação 6.3.

O modelo de regressão linear múltiplo na frequência explica aproximadamente 84% da variabilidade do nível do mar em baixa frequência devido à meteorologia local. Na Figura 6.7 pode ser observada a ótima concordância entre espectro medido e reconstruído do nível principalmente para fenômenos de períodos de 5 à 20 dias. O espectro do resíduo, ou seja, do nível não coerente com as forçantes locais, apresenta valores bem modestos em toda a faixa de baixa frequência, demonstrando quase as características de um ruído branco, o que garante a ótima previsão da maré



meteorológica em São Francisco do Sul com a aplicação deste modelo estatístico e as séries atmosféricas de entrada.

Na Figura 6.8a é mostrada a variância explicada por cada variável de entrada no modelo ao longo de cada frequência. A pressão atmosférica é notavelmente a maior responsável pelas oscilações da maré meteorológica nas periodicidades próximas à 6 dias, contribuindo com 70%. Entre 4,8 e 6,5 dias se observa uma contribuição maior que 50%. Porém, entre 7 e 8 dias a tensão do vento longitudinal  $y$  é a variável que explica 43% da variabilidade da maré meteorológica. Em altas frequências, onde todas as forçantes são pouco coerentes com o nível, as três variáveis explicam aproximadamente a mesma percentagem da variabilidade.

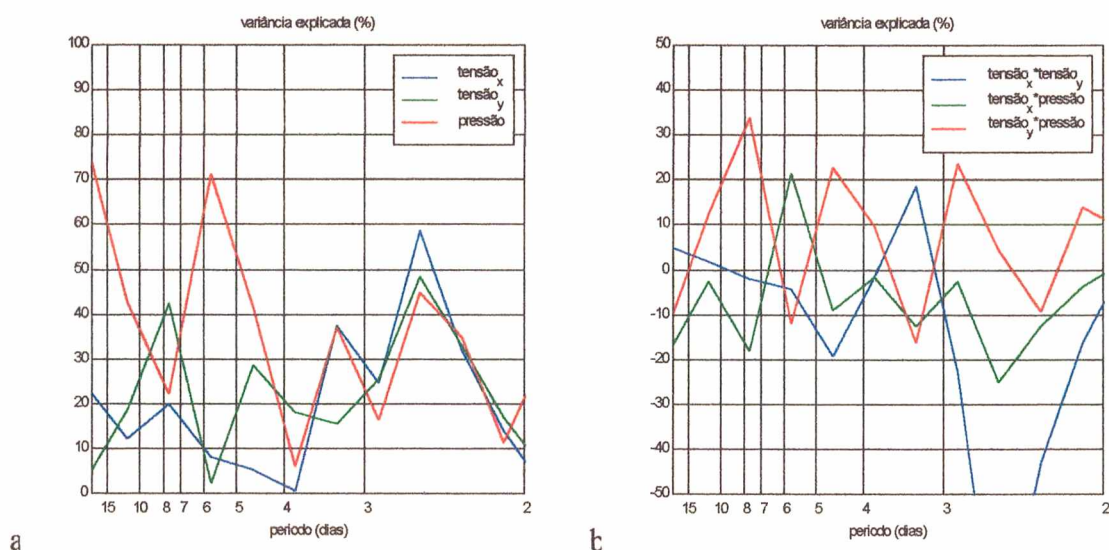


Figura 6.8 Variância explicada do modelo de regressão linear múltiplo na frequência: a) por cada variável de entrada; b) pela interação entre as variáveis de entrada.

A variância devido às interações entre as variáveis é ilustrada na Figura 6.8b. Lembrando-se que a tensão transversal é pouco coerente com as demais variáveis os termos cruzados onde aparece podem ser na realidade desconsiderados das análises anteriores. A variância explicada pela interação da tensão do vento longitudinal e da pressão atmosférica entre 7 à 8 dias explica 35% da variabilidade das oscilações do nível. Esta ligação aparece em outras frequências: entre 4 e 5 dias com 22 %, e próximo à 3 dias com 25%, onde a coerência entre estas duas séries é muito baixa.



A reconstrução espectral de 70% da variabilidade da maré meteorológica pela pressão atmosférica em 6 dias não está relacionada com a atuação da tensão do vento longitudinal. Aproximadamente 20% do espectro da maré meteorológica em 6 dias é devido a combinação entre pressão atmosférica e tensão do vento transversal, porém como estas séries apresentam-se pouco coerentes entre si, a consideração somente da pressão atmosférica é que torna-se significativa (Figura 6.8b).

A variância residual (Figura 6.9), que não é coerente com as variáveis de entrada no modelo de regressão linear, é responsável por aproximadamente 70% da variabilidade da maré meteorológica em altas frequências. Nas periodicidades de interesse deste estudo esta variância responde por menos de 10% da variabilidade da maré meteorológica. As variâncias residuais e cruzadas para estas frequências correspondem a 15% e 2%, respectivamente, somando 17% da variabilidade da maré meteorológica. Este resultado obtido juntamente com a densidade espectral de potência (Figura 6.7a,b) indicam que o modelo de regressão linear múltiplo na frequência aplicado possui grande capacidade de estimar a maré meteorológica, utilizando somente como variáveis de entrada a pressão atmosférica e as componentes longitudinais da tensão do vento.

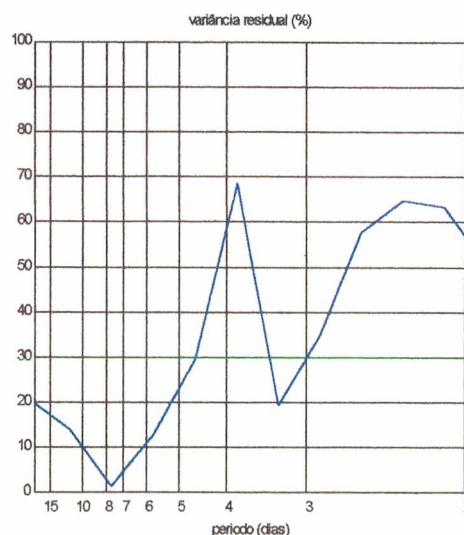


Figura 6.9 Variância residual ou variância não coerente com as variáveis de entrada no modelo.

## CAPÍTULO VII

### CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Um quadro dinâmico das relações entre a maré meteorológica e as forçantes atmosféricas locais em São Francisco do Sul é proposto a partir de análises estatísticas e aplicação de modelos de regressão linear múltiplo no domínio do tempo e da frequência. Foram utilizadas séries horárias de nível do mar, pressão atmosférica, direção e velocidade de vento, coletadas durante os meses de agosto à dezembro de 1996. As componentes meteorológicas de cada série foram obtidas com a aplicação de um filtro passa-baixo com corte de oscilações de períodos menores que 40 horas, sendo ainda retiradas as respectivas médias e tendências das séries.

Inicialmente, podemos concluir que a maré astronômica em São Francisco do Sul pode ser caracterizada por micro-marés, apresentando um Número de Forma igual à 0,32, o que representa um regime de maré do tipo misto, predominantemente semi-diurno com desigualdades de alturas para as preamares e baixamares consecutivas.

Como segunda conclusão, é relatado a importância da maré meteorológica na zona costeira de São Francisco do Sul. Isto é demonstrado através da contribuição desta componente nas sobre-elevações do nível do mar, apresentando uma percentagem de ocorrência de 2% quando considerando um valor limite de 80 cm, que é a somatória das componentes astronômica e meteorológica. Este valor representa em um ano, por exemplo, a ocorrência de pelo menos 1 semana de marés maiores que 80 cm na região devido somente à componente meteorológica.

As relações lineares encontradas entre o vento (e tensão do vento) e a pressão atmosférica, e entre vento (e tensão do vento) e o nível do mar costeiro são representativas de fenômenos de escalas diferentes: a primeira indica a direção de propagação dos sistemas frontais em escala regional, e a segunda aponta ao fenômeno de Ekman relacionado à configuração local da linha de costa.

Com a aplicação de modelos de regressão linear multivariados foi possível estimar estas relações lineares excluindo-se as interdependências entre as variáveis climáticas. A aplicação de modelos de regressão no domínio do tempo proporcionou a estimativa de quanto da variância das oscilações do nível do mar costeiro de baixa frequência pôde ser explicada pela meteorologia local. Os modelos que consideram uma resposta instantânea do nível às forçantes explicam muito pouco desta variabilidade. Os modelos que consideram a possibilidade de um atraso na resposta devido à inércia e ao atrito explicam aproximadamente 60% da variância da maré meteorológica que pode ser atribuída à uma resposta linear à meteorologia local, i.e. pelos efeitos combinados da pressão atmosférica, através de seu efeito dinâmico, e da tensão do vento longitudinal, através do mecanismo de Ekman. A tensão transversal não parece afetar o nível costeiro. As relações encontradas indicam um atraso na resposta do nível do mar de 6 horas aos efeitos da tensão do vento, e de 37 horas com respeito à pressão.

A imposição do efeito barômetro invertido não alterou as capacidades de estimação da regressão linear múltipla, que considera como forçantes a pressão e a tensão do vento defasadas temporalmente com respeito à maré.

É identificada uma simetria na resposta da maré às tensões longitudinais Sul-Norte de mesma intensidade, i.e. um vento Sul de uma certa intensidade provoca um aumento do nível costeiro de igual magnitude do abaixamento provocado de um vento Norte de igual intensidade, porém a tensão de Sul possui menor duração.

A análise espectral proporcionou o conhecimento de uma região de concentração de energia na banda entre 6 à 9 dias. A coerência encontrada entre pressão e tensão do vento longitudinal indicou a necessidade de utilização de um modelo multivariado que eliminasse da relação linear as interdependências.

No modelo de regressão linear múltiplo no domínio da frequência foram utilizadas como variáveis independentes as tensões do vento transversal e longitudinal



e a pressão atmosférica adiantadas em 6 e 37 horas com respeito à série de maré meteorológica.

As forçantes locais pressão atmosférica e tensão do vento longitudinal  $y$  estão relacionadas e atuam de forma combinada nas periodicidades de 7-8 dias, porém em 6 dias ocorre uma atuação isolada da pressão atmosférica. O oceano responde após um tempo da ordem de 10-12 hs à tensão do vento longitudinal e a relação linear encontrada implica numa resposta de 3-4 centímetros para uma tensão de  $10^{-2} \text{N m}^{-2}$ . A relação entre a pressão atmosférica e nível é inversa, porém o nível aumenta de 1,8 à 3,5 cm por mbar de diminuição da pressão, sendo que a resposta do oceano se dá aproximadamente em um período inercial local (27 horas).

O modelo de regressão linear múltiplo na frequência explica aproximadamente 84% da variância da maré meteorológica que pode ser atribuída à uma resposta linear à meteorologia local. A ótima capacidade de previsão da maré meteorológica em São Francisco do Sul com a aplicação deste modelo estatístico permitiu uma interpretação no que concerne à alguns resultados obtidos, porém, somente através da consideração de algumas hipóteses. Isto se deve a falta de dados em outras localidades próximas que impede de se verificar uma explicação precisa sobre a não observação do efeito barômetro invertido.

#### ***Porque a resposta do oceano não resulta estática?***

Esta relação é puramente teórica e, na prática, pode ser somente aproximada no caso de que sejam verificadas algumas suposições:

- a) No nosso caso, não é válida a hipótese de que a única força atuante sobre o oceano seja o gradiente horizontal de pressão. Existe também a atuação significativa da tensão do vento longitudinal que é favorecida pela condição geomorfológica da plataforma continental da região sul-sudeste, caracteristicamente extensa e rasa. Esta característica possibilitaria a formação de uma grande pista para a atuação da tensão do vento longitudinal, que se combinaria com a pressão atmosférica alterando a relação estática

- b) A extensão espacial da forçante pressão atmosférica não é pequena o bastante para poder ser considerada local;
- c) Também é possível verificar que as variações de pressão, e portanto do nível, não são bastante lentas para poder considerar  $\partial\eta_p/\partial t \approx 0$ .

***Porque não se verifica o caso estacionário?***

Nesta hipótese devemos considerar que a resposta estacionária do nível do mar à pressão atmosférica se dá em função do raio de Rossby,  $a$ . A escala do fenômeno da forçante pressão  $y$  não é menor do que o raio calculado para esta latitude, então o movimento vertical não pode ser aproximado pelo balanço hidrostático pois  $y \gg a$ .

A consideração de efeitos meteorológicos de geração distante da área em estudo, definidos como remotos, podem ser usadas como hipóteses para explicar a relação pressão atmosférica - nível do mar. Esta parcela de efeitos remotos seria em função de propagação de ondas de plataforma continental.

A ocorrência de ondas do tipo livres ou forçadas propagando-se pela plataforma continental já foi sugerida por Castro & Lee (1995). No nosso caso podemos considerar os seguintes tipos de ondas:

- (1) ondas forçadas através de distúrbios atmosféricos geradas ao sul da região de estudo;
- (2) onda forçada que passou à livre com a dissipação do distúrbio atmosférico;
- (3) onda livre gerada à grandes distâncias porém próxima à zona de geração da frente fria, que pode possuir distâncias da ordem de milhares de km, e a perturbação no nível do mar produzida chegará depois da frente de pressão que a gerou.

De acordo com algumas investigações sobre a velocidade de propagação da frente fria e a propagação da perturbação do nível do mar incluindo os dados obtidos em Tramandaí, entre Julho e Agosto de 1996 pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas - IPH da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, tem-se algumas evidências destas velocidades. O tempo requerido para a propagação do distúrbio

atmosférico entre Tramandaí e São Francisco do Sul foi estimado em 9 horas, resultando em uma velocidade de 14 m/s. O tempo requerido para uma perturbação do nível do mar se propagar entre estas duas estações foi estimada em 15 horas, resultando em uma velocidade de propagação de 8,4 m/s. Estes valores estão de acordo ao encontrado por Castro & Lee (1995).

Isto indica que a frente fria possui uma velocidade maior de propagação chegando mais rápido em São Francisco do Sul do que a perturbação do nível do mar gerada pela depressão atmosférica. Isto também sugere que as hipóteses sobre a parcela de efeitos remotos em função de propagação de ondas de plataforma continental devem ser consideradas num estudo sobre as oscilações do nível do mar em baixa frequência.

Como extensão a este trabalho é recomendado um estudo mais completo da variabilidade do nível do mar incluindo a examinação de forçantes remotas através da utilização de várias estações costeiras e da ampliação do período de registros. Adicionando-se a isso a utilização de outras ferramentas como a aplicação de modelos numéricos associados à análise estatística.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDELRAHMAN, S. M. 1997. Seasonal fluctuations of mean sea level at Gizan, Red Sea. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 13, N°. 4, pp. 1166-1172.
- ASCE. 1992. Effects of sea-level on bays and estuaries. **Jour. of Hydraulic Engineer.** Vol. 118, N°. 1, pp. 1-10.
- AUBREY, D. G. & EMERY, K. O. 1983. Eigenanalysis of recent United States sea levels. **Continental Shelf Res.**, Vol. 2, N°. 1, pp. 21-33.
- BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R.; GEYER, W. R.; LENTZ, S. J.; CASTRO, B.; CACCHIONE, D.; CARNEIRO, N. 1993. The semi-diurnal tides on the Amazon shelf. **Technical Report WHOI**, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA, 80 pp.
- BONDESAN, M.; CASTIGLIONI, G. B.; ELMI, C.; GABBIANELLI, G.; MAROCCO, R.; PIRAZZOLI, P. A. 1995. Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in Northeastern Italy. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 11, N°. 4, pp. 1.354-1.379.
- CASTRO, B. M. & LEE, T. N. 1995. Wind-forced sea level variability on the southeast brazilian shelf. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 100, N°. C8, pp. 16.045-16.056.
- CHUANG, W-S. & WISEMAN Jr., W. J. 1983. Coastal sea level response to frontal passages on the Louisiana-Texas Shelf. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 88, N°. C4, pp. 2.615-2.620.
- CSANADY, G. T. **Circulation in the coastal ocean**. Woods Hole Oceanographic Institution. D. Reidel Publishing Company. N.York. 279 p. 1982.

- DHN. Roteiro Costa Sul: do Cabo Frio ao Arroio Chui, Lagoas dos Patos e Mirim, **Diretoria de Hidrografia e Navegação**. 12° Ed. Rio de Janeiro. 282 p.1994.
- DHN, 1996. Cartas sinóticas de pressão atmosférica superficial. **Diretoria de Hidrografia e Navegação**. Rio de Janeiro, Brasil.
- ELIASSON, J. 1996. Probability of tidal surge levels in Reykjavik, Iceland. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 12, N° 1, pp. 368-374.
- ELLIOTT, A. J. & WANG, D-P. 1978. The effect of meteorological forcing on the Chesapeake bay: the coupling between an estuarine system and its adjacent coastal waters. In: Jacques C. J. Nihoul (Ed.). **Hydrodynamics of Estuaries and Fjords**. Elsevier Oceanographic Series 23, pp.127-143.
- FRANCO, A. S. **Tides - fundamentals, analysis and prediction**. IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 2° Edition. São Paulo. 232 p. 1988.
- FU, T. C-Y.; FLICK, R. E.; CAYAN, D. R.; TALLEY, R. D. 1988. Southern California Bight sea level to local atmospheric forcing. **SIO Reference Series #88-2**, 155 p.
- GARRETT, C. & TOULANY, B. 1982. Sea level variability due to meteorological forcing in the Northeast Gulf of St. Lawrence. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 87, N° C3, pp. 1.968-1.978.
- GILL, A. E. **Atmosphere-Ocean Dynamics**. International Geophysics Series (Ed. by W. L. Donn), Vol. 30. Academic Press, New York. 662 p., 1982.
- GREATBATCH, R. J.; LU, Y.; YOUNG, B. 1996. Application of a barotropic model to North Atlantic synoptic sea level variability. **Jour. of Marine Res.**, Vol. 54, pp. 451-469.

- HAMON, B. V. 1966. Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 71, N°. 12, pp. 2.883-2.893.
- INPE. 1996. **Climanálise**. Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Vol. 11, N°. 1-12, Jan.-Dez..
- JANOWITZ, G. S. & PIETRAFESA, L. J. 1996. Subtidal frequency fluctuations in coastal sea level in the Mid and South Atlantic Bights: a prognostic for coastal flooding. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 12, N°. 1, pp. 79-89.
- KAWABE, M. 1993. Sea level variations due to equatorial Rossby waves associated with El Niño. **Jour. of Phys. Oceanogr.** Vol. 23, pp. 1.809-1.822.
- LEWIS, J. K. & REID, R. O. 1985. Local wind forcing of a coastal sea at subinertial frequencies. **Jour. of Geophys. Res.**, pp. 935-944.
- MARONE, E. & CAMARGO, R. 1994. Marés meteorológicas no litoral do estado do Paraná: o evento de 18 de agosto de 1993. **Nerítica**, Vol. 8 (1-2), pp. 73-85.
- MÖLLER Jr., O. O. Hydrodynamique de la Lagune dos Patos (30°S, Brésil). Mesures et modélisation. **Tese de Doutorado**. L'Universite Bordeaux I. 204 p. 1996.
- MYERS, P. G. & WEAVER, A. J. 1992. Low-frequency internal oceanic variability under seasonal forcing. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 97, pp. 9.541-9.563.
- MYSK, L. A. & HAMON, B. V. 1969. Low frequency sea level behavior and continental shelf waves off North Carolina. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 74, N°. 6, pp. 1.405-1.409.



- MUNK, W. H. & CARTWRIGHT, D. E. 1966. Tidal spectroscopy and prediction. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences.** Vol. 259, N° 1105, pp. 533-581.
- NEVES F°, S. C. Variação da maré meteorológica no litoral sudeste do Brasil: 1965-1986. **Tese de Mestrado**, Prog. Eng. Oceânica, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro. 113 p., 1992.
- NIMER, E. **Climatologia do Brasil.** IBGE, Deptº. de Rec. Nat. Est. Amb.. Rio de Janeiro. 421 p., 1989.
- NOBLE, M. A. & BUTMAN, B. 1979. Low-frequency wind-induced sea level oscillations along the east coast of North America. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 84, N° C6, pp. 3.227-3.236.
- PAIVA, A. M. Estudo das variações do nível médio do mar em Arraial do Cabo - RJ. **Relatório Prog. Eng. Oceânica**, COPPE-UFRJ, Rio de Janeiro. 89 p., 1993.
- PALACIOS, J. R. A. Estudo espectral do fenômeno da ressurgência de Cabo Frio (R.J., Brasil). **Tese de Mestrado.** Deptº. Geofísica, Observatório Nacional. 105 p. 1993.
- PICKARD, G. L. & EMERY, W. J. **Descriptive Physical Oceanography - An Introduction.** Pergamon Press, New York. 5º Edition. 320 p., 1990.
- PUGH, D. **Tides, Surges and Mean Sea Level. A Handbook for Engineers and Scientists.** John Wiley and Sons, New York, 427 p., 1987.
- SILVA, G. N. Variação de longo período do nível médio do mar: causas, consequências e metodologia de análise. **Tese de Mestrado.** Prog. Eng. Oceânica, COPPE/UFRJ. 95 p. 1992.

- SCHAHINGER, R. B. & CHURCH, J. A. 1994. The prediction of wind-forced currents and sea level on the Southeast Australian Continental Shelf. **Jour. of Phys. Oceanogr.**, Vol. 24, pp. 2.695-2.702.
- SCHWING, F. B.; OEY, L-Y; BLANTON, J. O. 1988. Evidence for nonlocal forcing along the southeastern United States during a transitional wind regime. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 93, N°. C7, pp. 8221-8228.
- SHAFFER, G.; PIZARRO, O.; DJURFELDT, L.; SALINAS, S.; RUTLLANT, J. 1997. Circulation and low-frequency variability near the Chilean coast: remotely forced fluctuations during the 1991-92 El Niño. **Jour. of Phys. Oceanogr.**, Vol. 27, pp. 217-235.
- SHAW, P.-T.; PIETRAFESA, L. J.; FLAGG, C. N.; HOUGHTON, R. W.; SU, K.-H. 1994. Low-frequency oscillations on the outer shelf in the southern Mid-Atlantic Bight. **Deep-Sea Res.**, Vol. 41, N°. 2/3, pp. 253-271.
- STANTON, B. R. 1995. Sea level variability on the west coast of New Zealand. **Jour. of Phys. Oceanogr.** Vol. 25, pp. 1.265-1.272.
- STECH, J. L. & LORENZZETTI J. A. 1992. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. **Jour. of Geophys. Res.**, Vol. 97, N°. C6, pp. 9.507-9.520.
- SU, K-H.; SHAW, P-T.; PIETRAFESA, L. 1994. The origin of low-frequency oscillations in the Southern Mid-Atlantic Bight. **Jour. of Phys. Oceanogr.**, Vol. 24, pp. 1.110-1.119.
- THOMPSON, K. R. 1981. The response of southern North Sea elevations to oceanographical and meteorological forcing. **Estuarine, Coastal and Shelf Science**, N°. 13, pp. 287-301.

- TRUCCOLO, E. C.; MELO F<sup>o</sup>, E.; SCHETTINI, C. A. F. 1996. Oscilação do nível do mar em resposta à forçantes meteorológicas em São Francisco do Sul - SC: Evento de Julho de 1996. **Resumos**. III Simpósio sobre Oceanografia. Instituto de Oceanografia da Univ. de São Paulo, IO-USP. SP.
- TRUCCOLO, E. C.; MELO F<sup>o</sup>, E. 1997. Estudo da variação dos constituintes de maré ao longo da Baía da Babitonga - SC. **Resumos**. II Seminário sobre Ondas e Marés. Instituto Almirante Paulo Moreira - IEAPM. RJ.
- TSIMPLIS, M. N. 1995. The response of sea level to atmospheric forcing in the Mediterranean. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 11, N<sup>o</sup>. 4, pp. 1309-1321.
- TSIMPLIS, M. N. & SPENCER, N. E. 1997. Collection and analysis of monthly mean sea level data in the Mediterranean and Black Sea. **Jour. of Coastal Res.**, Vol. 13, N<sup>o</sup>. 2, pp. 534-544.
- WEI, W. W. S. **Time Series Analysis - Univariate and Multivariate Methods**. Addison-Wesley Publishing Company, New York. 478 p. 1994.
- WOLANSKI, E. 1986. A simple analytical model of low-frequency wind-driven upwelling on a continental slope. **Jour. of Phys. Oceanogr.**, Vol. 16, pp. 1.694-1702.
- YOUNG, B.; OTTERSON, T.; GREATBACH, R. J. 1993. The local and nonlocal response of Conception Bay to wind forcing. **Jour. of Phys. Oceanogr.**, Vol. 23, pp. 2.636-2.649.
- YÜCE, H. & ALPAR, D. 1997. Subtidal variations in the Sea of Marmara, their interactions with neighboring seas and relations to wind forcing. **Jour. of Coastal Res.** Vol. 13, N<sup>o</sup>. 4, pp. 1086-1092.

## ANEXOS

### A.1 Tratamento preliminar de dados maregráficos

- ⇒ Retirada dos registros de  $p_h$  (unidade: psia) do armazenador de dados (DSU, *Data Storage Unit*) do marégrafo de pressão;
- ⇒ Interpolação linear de registros nas lacunas através do método inverso da distância; estas lacunas não ultrapassaram 3 horas em toda a série temporal;
- ⇒ Cálculo do nível do mar observado em cm a partir de  $p_h$  e  $p_a$  através da subtração da pressão atmosférica local.
- ⇒ Interpolação dos registros de nível em registros horários através da média de valores à cada 30 minutos;
- ⇒ Os registros de nível foram referidos ao nível de referência (RN-IBGE) situado à 1,67 m acima do zero de Imbituba. Para o cálculo dos valores referenciados, primeiro foi feita a transferência da RN-IBGE para o pier da Petrobrás (Figura A.1), logo após se efetuou o cálculo da diferença entre o RN transferido e o RN-Zero de Imbituba, determinando-se uma diferença de altura de +1,67 m (A). Este valor foi retirado da profundidade em que estava o indicador de nível do marégrafo até o pier (C). Todas alturas do nível foram então somadas com o valor de 1,06 m (B).
- ⇒ A obtenção das constantes harmônicas da componente astronômica de maré foi efetuada através do programa Previsão e Análise de Maré- PACMARÉ (Franco, 1988). Esta análise utilizou a série com intervalo de amostragem de 30 minutos, totalizando 9.403 observações no período de 02 de Junho à 15 de Dezembro.
- ⇒ Retirada do nível de redução (NR) dos registros de nível horários. Os valores de nível do mar observado necessitam ser referenciados à um plano comum aos dos valores da maré astronômica, para que possam ser comparados entre si. Isso acontece porque os valores registrados são medidos a partir do zero do marégrafo, enquanto os valores previstos da maré astronômica são



referenciados à um nível mínimo, ao qual a maré raramente chega, denominado de nível de redução (NR). O nível de redução é então o valor que deve ser excluído dos registros de nível horários, para que estes fiquem na mesma escala vertical que a maré astronômica horária. O NR é utilizado como entrada na previsão da maré astronômica, que para São Francisco do Sul, é igual à 70 cm. A altura do NR em relação ao zero do marégrafo é dada por:

$$NR = S_0 - Z_0 \quad (A.1)$$

onde  $S_0$  é a altura calculada do nível médio em relação ao zero do marégrafo, e  $Z_0$  é a altura do nível médio em relação ao nível de redução da maré astronômica (Figura A.1). O valor de  $Z_0$  é calculado como o somatório das amplitudes dos principais constituintes harmônicos.

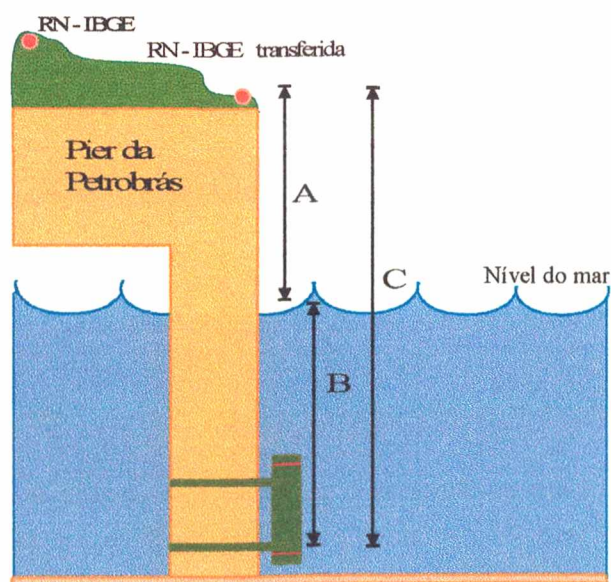


Figura A.1 Esquema do nivelamento dos registros de alturas do mar em São Francisco do Sul.

## A.2 Processo de filtragem passa-baixo das séries temporais

⇒ A maré meteorológica e séries de pressão atmosférica e ventos foram filtradas com filtro passa-baixo quadrático Lanczos. Foram removidas as oscilações com periodicidades menores que 40 hs (1,67 dias), sendo que períodos maiores que 55 hs (2,3 dias) não foram afetados pela filtragem. O filtro Lanczos é descrito abaixo:

```
DIMENSION R(5000),T(5000),SF(5000),S(5000),XBAR(5000),X(5000)
DIMENSION UI(5000),XFIL(5000)
CHARACTER*64 FNA,SNA
WRITE(*,*)'ENTRE NOME ARQUIVO DE DADOS'
READ(*,')(A)'FNA
WRITE(*,*)'ENTRE NOME ARQUIVO DE SAIDA'
READ(*,')(A)'SNA
OPEN(5,FILE=FNA,STATUS='OLD')
OPEN(6,FILE=SNA,STATUS='NEW')
WRITE(*,*)'NUMERO DE DADOS'
READ(*,*)N
DO 7 I=1,N
  READ (5,*) X(I)
  7 CONTINUE
PI=3.141592
M=60
FO=0.05
R(1)=1.
T(1)=1.
DO 10 J=2,M
  R(J)=(SIN(PI*FLOAT(J-1)/FLOAT(M)))/(PI*FLOAT(J-1)/FLOAT(M)))**2
  T(J)=R(J)*(SIN(PI*FO*FLOAT(J-1)))/(PI*FO*FLOAT(J-1)))
  10 CONTINUE
SUM=0.
DO 20 I=2,M
  SUM=SUM+T(I)
  20 CONTINUE
BM=T(1)+2.*SUM
DO 30 J=1,M
  S(J)=T(J)/BM
  30 CONTINUE
DO 50 I=1,M
  SF(I)=S(M+1-I)
  50 CONTINUE
DO 60 I=M+1,2*M-1
  SF(I)=S(I-M+1)
  60 CONTINUE
DO 40 K=0, N-59
  SOMA=0.
  DO 45 L=1,119
    SOMA=SOMA+SF(L)*X(K+L)
    45 CONTINUE
  XBAR(K+M)=SOMA
  40 CONTINUE
WRITE (6,80)(XBAR(J),J=60,N-60)
80 FORMAT (2X,F10.5)
STOP
END
```

### A.3 Sistemas de referências do vento

- ⇒ Os registros do vento medidos consistiu em intensidade  $W$  (m/s) e direção  $\vartheta$ , com respeito ao norte, seguindo a convenção das rosas do vento com intervalo horário de amostragem para o período de Julho à Dezembro de 1996.
- ⇒ A direção do vento  $\vartheta$  foi referenciada ao norte verdadeiro somando-se o valor da declinação magnética de  $17,2^\circ$  atualizada para o ano de 1996.
- ⇒ Os valores de vento foram referenciados ao sistema cartesiano natural (Figura A.3) através de:

$$\theta' = -(\theta + 90), \quad V_x = W \cos(\theta'), \quad V_y = W \sin(\theta') \quad (A.2)$$

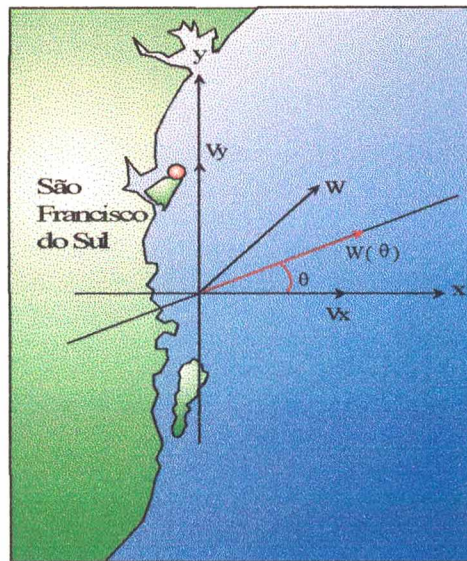


Figura A.3: Esquema representativo da componente do vento  $W_\theta$  ao longo da direção  $\theta$ .

- ⇒ A componente do vento ao longo da direção  $\theta$  é dada por:

$$W_\theta = V_x \cos(\theta) + V_y \sin(\theta) \quad (A.3)$$

### A.4 Obtenção das tensões do vento

- ⇒ A determinação das tensões do vento a partir das componentes cartesianas foi obtida por:

$$\tau_x = \rho_{ar} C_d |W| V_x \text{ e } \tau_y = \rho_{ar} C_d |W| V_y \quad (N/m^2) \quad (A.4)$$

onde a densidade do ar,  $\rho_{ar}=1,22 \text{ Kg/m}^3$ , e o coeficiente de arrasto  $C_d$  do vento dados por:

$$C_d=1,1+0,053W \quad (A.5)$$

segundo o utilizado por Stech & Lorenzetti (1992) na costa sul-sudeste brasileira. A componente da tensão do vento  $\tau_\theta$  ao longo da direção  $\theta$ , analogamente ao encontrado no caso do vento, foi obtida como:

$$\tau(\theta) = \tau_x \cos(\theta) + \tau_y \sin(\theta) \quad (A.6)$$

- ⇒ Para melhor comparar as influências da pressão atmosférica e tensão do vento sobre o nível do mar, as tensões em  $N/m^2$  foram convertidas em  $10^2 \cdot N/m^2$  dado que  $1 \text{ mbar} = 10^2/m^2$ .

## A.5 Correlação cruzada e regressão linear

- ⇒ A função correlação cruzada  $\rho_{xy}(k)$  expressa o grau de relação linear entre a série  $x$  e a série  $y$  defasada de  $k$  passos temporais:

$$\rho_{xy}(k) = \frac{\overline{(x_t - m_x)(y_{t+k} - m_y)}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (A.7)$$

- ⇒ onde  $m_x$  e  $m_y$  correspondem as médias dos processos  $x$  e  $y$ , e  $\sigma_x$  e  $\sigma_y$  são os desvios padrões.
- ⇒ A função de correlação cruzada mede não somente a relação da associação linear mas também sua direção, i.e. o adiantamento ( $k$ ) de um processo em relação à outro (Wei, 1994).
- ⇒ O máximo da correlação entre uma variável escalar  $x$  e a componente ao longo da direção  $\theta$  de uma variável vetorial  $w$ , corresponde ao mínimo erro do



modelo de regressão linear da variável dependente escalar  $x$  contra a variável independente  $w$  vetorial.

A correlação cruzada entre a variável escalar  $x$  e a variável vetorial  $w$  é dada por:

$$\rho_{xw_\theta}(k) = \frac{\rho_{xv_x}(k) + \rho_{xv_y}(k) \left[ \sigma_{v_y} / \sigma_{v_x} \tan \theta \right]}{\sqrt{1 + 2\rho_{v_x v_y}(0) \left[ \sigma_{v_y} / \sigma_{v_x} \tan \theta \right] + \left[ \sigma_{v_y} / \sigma_{v_x} \tan \theta \right]^2}} \quad (\text{A.8})$$

definindo:

$$\begin{cases} C_x(k) \equiv \rho_{xv_x}(k) \\ C_y(k) \equiv \rho_{xv_y}(k) \\ T(\theta) \equiv \sigma_{v_y} / \sigma_{v_x} \tan \theta \end{cases} \quad (\text{A.9})$$

e o máximo é dado por:

$$\theta^* = \tan^{-1} \left\{ \frac{\sigma_{v_x} C_y(k) - C \cdot C_x(k)}{\sigma_{v_y} C_x(k) - C \cdot C_y(k)} \right\} \quad (\text{A.10})$$

Entretanto o mínimo erro da regressão  $y(t) = b_1 V_x(t-k) + b_2 V_y(t-k)$  é dado por:

$$\{b_1, b_2\}^{\min} \left[ y - b_1 V_x(t-k) - b_2 V_y(t-k) \right]^2 \quad (\text{A.11})$$

$$\begin{cases} b_1(k) = \frac{\sigma_x}{\sigma_{v_x}} \frac{C_x(k) - C \cdot C_y(k)}{(1 - C^2)} \\ b_2(k) = \frac{\sigma_x}{\sigma_{v_y}} \frac{C_y(k) - C \cdot C_x(k)}{(1 - C^2)} \end{cases} \quad (\text{A.12})$$

e o ângulo que otimiza a regressão é dado por  $\tan^{-1}(b_2/b_1)$ , e portanto ainda por (A.10)

## A.6 Estimativa espectral de Welch

⇒ Considera-se a sequência  $\{Z_n\} = Z_0, Z_2, \dots, Z_{n-1}$  de  $n$  observações

⇒ divide-se o registro em  $p$  blocos de  $D = \frac{n}{p}$  observações

⇒ aplica-se uma janela a cada bloco

$$\tilde{Z}_t^i = W_t \cdot Z_t^i \quad i = 1, 2, \dots, p \quad (\text{A.13})$$

⇒ calcula-se o correspondente periodograma

$$\tilde{I}^i(\omega_k) \quad \begin{array}{l} i = 1, 2, \dots, p \\ k = 0, 1, \dots, D \end{array} \quad (\text{A.14})$$

⇒ mediam-se as várias estimativas do periodograma  $\hat{I}(\omega_k) = \frac{1}{p} \cdot \sum_{i=1}^p \tilde{I}^i(\omega_k)$

⇒ A multiplicação pela janela temporal é devida a necessidade de diminuir o efeito *leakage* na frequência, devido à multiplicação implícita pela janela retangular (dimensão finita do registro observado). O uso de uma janela diversa (i.e. não constante) para resolver este problema, vai pesar de modo diferente as diversas observações do bloco, e pode alterar a distribuição da energia na frequência. O periodograma de cada bloco deve portanto ser corrigido com

$$\hat{I}^i(\omega_k) = \tilde{I}^i(\omega_k) \cdot \frac{\sum_{t=D \cdot (i-1)}^{D \cdot i - 1} 1^2}{\sum_{t=D \cdot (i-1)}^{D \cdot i - 1} (W_t)^2} = \tilde{I}^i(\omega_k) \cdot C \quad (\text{A.15})$$

⇒ O periodograma final é obtido como soma (média) de  $p$  periodogramas. Cada um deles tem ordenadas com 2 graus de liberdade, e todos os periodogramas são independentes. O número de graus de liberdade das ordenadas do periodograma suavizado será portanto  $\nu = 2 \cdot p$ , e não depende da janela utilizada.

- ⇒ O periodograma de Welch equivale a mediar grupos de  $p$  ordenadas do periodograma obtido a partir do registro original. O número de frequências independentes em  $[0 \ \pi]$  será  $nf = \frac{n}{v} = \frac{n}{2 \cdot p} = \frac{D}{2}$ , que também não depende da janela utilizada, mas só do tamanho dos sub-registros. A resolução em frequência, enfim, será  $b = \frac{\pi}{nf} = \frac{2 \cdot \pi}{D}$ , independente da janela.
- ⇒ Em geral o método de Welch é aplicado admitindo uma porção de sobreposição entre sub-registros sucessivos. Neste caso existem no máximo  $p_s = \left\lfloor \frac{n-D}{S} + 1 \right\rfloor$  sub-registros, onde  $S$  é a parte em comum entre dois sub-registros sucessivos e  $\lfloor \cdot \rfloor$  representa a parte inteira do número.
- ⇒ Os  $p_s$  periodogramas não são, neste caso, estritamente independentes mas numa primeira aproximação pode-se considerar:

$$v = 2 \cdot p_s \quad nf_s = \frac{n}{v} = \frac{n}{2 \cdot p_s} \quad b_s = \frac{\pi}{nf_s} = \frac{2 \cdot \pi}{n} \cdot p_s \quad (A.16)$$